

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

Associé à l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I



ANALYSE DU BILAN D'ENERGIE D'UN GLACIER TROPICAL APPLICATION A LA RELATION GLACIER - CLIMAT

Patrick WAGNON

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I
(Arrêtés ministériels du 5 Juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité : Géophysique

Date de la soutenance : 2 avril 1999

Composition du jury :

M.	Michel VALLON	Président
M.	Ghislain de MARSILY	Rapporteur
M.	Georg KASER	Rapporteur
M.	Jean JOUZEL	Examineur
M	Michiel VAN DEN BROEKE	Examineur
M.	Louis REYNAUD	Directeur
M.	Pierre RIBSTEIN	Co-directeur

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement - CNRS
Tél (33) 04.76.82.42.00 - Fax (33) 04.76.82.42.01
54, Rue Molière - BP 96 - 38402 Saint Martin d'Hères Cedex France

À Valérie, Benoît et Hugues

À ma famille

Remerciements

Un cadre agréable, un entourage compréhensif, plusieurs années de persévérance, des collaborations multiples, un goût prononcé pour le travail personnel et des collègues compétents et motivés, voilà la recette pour réaliser une thèse ! Bien sûr, on a l'impression d'être souvent livré à soi-même mais le soutien est là et sans lui, tout s'écroule. Aussi, je tiens à remercier tous les gens qui, de près ou de loin, m'ont aidé à mener à bien ce travail.

Je dois beaucoup à Pierre Ribstein qui, bien plus que me soutenir, m'a épaulé jusqu'à la fin. Positif, curieux, disponible, serviable, il a parfaitement supervisé ce travail en gardant le recul nécessaire pour définir les orientations privilégiées, alors que lui aussi abordait un domaine nouveau. J'admire son professionnalisme, mais j'apprécie encore plus son amitié qui m'est chère.

Le Laboratoire de Glaciologie m'a fourni un cadre idéal de travail, et je remercie Dominique Reynaud et Louis Reynaud qui m'ont permis de développer cette thématique nouvelle au laboratoire.

Les nombreuses collaborations engagées m'ont été essentielles pour progresser tout au long de cette thèse. Je remercie tout d'abord Georg Kaser qui, par des discussions sur le terrain, m'a poussé dans la direction des bilans d'énergie. Ensuite, un contact avec Hans Oerlemans au congrès de l'EGS à Vienne en 1997, suivi d'une semaine à l'IMAU (Hollande) m'ont été extrêmement profitables. Enfin, je tiens à remercier le Centre d'Étude de la Neige et notamment Eric Brun, Eric Martin et Yves Lejeune pour m'avoir permis d'appliquer le modèle *Crocus*.

Avec son regard toujours très critique, Michel Vallon m'a aidé à comprendre la physique des phénomènes et je l'en remercie. Christian Vincent a aussi toujours répondu présent lorsqu'il s'agissait de commenter un papier, merci.

Je remercie sincèrement les membres du jury et notamment Ghislain de Marsily, Jean Jouzel, Michiel Van den Broeke d'avoir accepté de juger ce travail, malgré leurs nombreuses autres obligations.

Cette thèse a débuté en Bolivie, et une partie de mon cœur est restée en Amérique du Sud. Un grand merci à l'Institut de Recherche pour le Développement grâce à qui j'ai vécu deux des plus belles années de ma vie. Les souvenirs sont si nombreux que nous en avons fait un livre, mon ami Bernard Francou et moi. Que de superbes moments partagés sur les flancs du Chacaraju, au sommet de l'Antizana, à Quimza Cruz, à grimper, carotter, peser, porter, jouer à la belote, ou parler voyages, traditions andines et projets glaciologiques ! Les week-ends pêche à la truite avec la famille Pouyaud figurent aussi parmi les meilleurs souvenirs. Merci aussi à toute la grande famille de la *Calle Boqueron*, Bruno, Fabrice, David, Giliane et les autres ainsi que tous les amis de l'IHH, Jean-Philippe, Laurence, Rolando...

Une mention spéciale revient à Jean-Manu, mon compagnon de "galère" car toujours prêt à se lancer corps et âme dans les aventures les plus rocambolesques, que ce

soit pour le travail ou pour le plaisir. Ces belles missions de terrain passées à remplir les lysimètres ou regarder la neige tomber ! Et le bivouac du Tiquimani, un grand moment ! Curieux et passionné, il a fidèlement entretenu ma motivation en posant les questions justes, et en m'assillant de courrier électronique quotidien.

Enfin, et c'est pour moi le plus important, je remercie tous les amis, les thésards, les collègues qui rendent le quotidien agréable dans ce LGGE : Danièle, Brutus, Jéjé, Delphine, Adeline, Laurence, Maurine, Claude, Martine, Philippe, Gag et tous les autres. J'espère que les escapades sur les beaux glaciers des Alpes en compagnie de mon ami Christian seront encore nombreuses. Je n'oublie pas non plus tous mes compagnons de montagne Seb, Jean-Baptiste, Christian...

Un immense merci à ma famille, mes parents, qui se sont parfois inquiétés de me voir "poursuivi par de longues études". À Valérie et mes enfants, toujours à mes côtés, et qui rendent la vie bien joyeuse.

Table des matières

Résumé	v
Abstract	vi
Notations	vii
Chapitre 1 : Introduction, la glaciologie tropicale	1
1.1. Un bref historique	1
1.2. La zone intertropicale et les glaciers tropicaux.....	2
1.2.1. Délimitation thermique de la zone intertropicale	2
1.2.2. Zones tropicales internes et externes en Amérique du Sud.....	3
1.2.3. Localisation et régimes des glaciers tropicaux.....	4
1.3. L'étude des glaciers tropicaux	4
1.3.1. Un intérêt économique et social	4
1.3.2. Un intérêt scientifique	5
1.4. Objectifs et plan de ce travail.....	6
Chapitre 2 : Analyse climatique, hydrologique et glaciologique du Glacier Zongo	9
2.1. Le glacier et son équipement.....	9
2.1.1. Le Glacier Zongo et son bassin versant	9
2.1.2. Inventaire des équipements	10
2.1.3. Description des appareils et périodes d'enregistrement	11
2.1.3.1. Mesures météorologiques	12
2.1.3.2. Mesures complémentaires à 5150 m.....	17
2.1.3.3. Mesures hydrologiques et glaciologiques.....	19
2.2. Conditions climatiques du Glacier Zongo	20
2.2.1. Pluviométrie	20
2.2.1.1. Variabilité interannuelle	20
2.2.1.2. Saison humide, saison sèche.....	21
2.2.1.3. Cycle journalier des précipitations	21
2.2.2. Conditions météorologiques à 5150 m.....	22
2.2.2.1. Température de l'air, humidité et vent.....	22
2.2.2.2. Gradients verticaux de température, humidité et vent	28
2.2.2.3. Albédo et radiations.....	31
2.2.2.4. Températures du manteau neigeux et de la glace.....	35
2.3. Hydrologie du Glacier Zongo.....	37
2.3.1. Régime et bilan hydrologique du Glacier Zongo	37
2.3.1.1. Caractéristiques du régime hydrologique	37
2.3.1.2. Corrélation entre précipitation et débit	39
2.3.1.3. Bilan hydrologique	39

2.3.2. Étude détaillée de l'hydrologie intra- et sous-glaciaire.....	41
2.3.2.1. Introduction : définition des écoulements intra- et sous-glaciaires.....	41
2.3.2.2. Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. <i>Hydrol. Process.</i> , 12, 1911-1926, 1998.....	41
2.3.2.3. Conclusion : résumé des principaux résultats.....	58
2.4. Analyse glaciologique.....	59
2.4.1. Bilan de masse	59
2.4.1.1. Réseau de balises et mesures d'accumulation.....	59
2.4.1.2. Estimation du bilan de masse.....	60
2.4.1.3. Comparaison bilan glaciologique, bilan hydrologique	62
2.4.1.4. Comparaison avec les glaciers de la zone tempérée.....	63
2.4.2. Coefficient d'activité et position de la ligne d'équilibre	63
2.4.2.1. Coefficient d'activité du glacier	63
2.4.2.2. Position de la ligne d'équilibre	65
2.4.3. Fluctuations du front	66
2.5. Conclusion.....	67
 Chapitre 3 : Méthodes de calcul du bilan d'énergie, et problèmes rencontrés	 69
 3.1. Définition du bilan d'énergie	 69
3.1.1. Couche limite de surface et transferts d'énergie variés.....	69
3.1.2. Équation du bilan d'énergie pour un glacier	70
3.2. Radiation nette toutes longueurs d'onde	71
3.2.1. Équation du bilan radiatif.....	71
3.2.2. Radiations courtes longueurs d'onde	72
3.2.3. Radiations grandes longueurs d'onde	73
3.2.3.1. Radiation grandes longueurs d'onde incidente.....	73
3.2.3.2. Radiation grandes longueurs d'onde émise par la surface	76
3.2.4. Radiation nette calculée et mesurée	78
3.3. Flux turbulents de chaleur sensible et chaleur latente	80
3.3.1. Définition et méthodes couramment utilisées	80
3.3.2. La théorie de similitude de Monin-Obukhov	80
3.3.2.1. Principe de base.....	80
3.3.2.2. Principe de la méthode par <i>eddy correlation</i>	81
3.3.2.3. Principe de la méthode des profils.....	81
3.3.2.4. Stabilité, instabilité, neutralité	83
3.3.2.5. Calcul par itération	84
3.3.2.6. Principe de la <i>bulk method</i>	85
3.3.3. Conditions d'applicabilité de la méthode des profils	85
3.3.3.1. Champs de vitesse de vent.....	85
3.3.3.2. Flux constants selon z.....	86
3.3.4. La hauteur de rugosité, un paramètre de calage.....	90
3.3.4.1. Méthodes de détermination des longueurs de rugosité	90
3.3.4.2. Calage des longueurs de rugosité.....	91
3.3.4.3. Signification physique de z_0	92
3.3.4.4. Variabilité de z_0 en fonction du temps.....	92
3.3.5. Précision de la méthode calibrée de Monin-Obukhov	94

3.3.5.1. Synthèse sur cette méthode calibrée	94
3.3.5.2. Précision sur l'estimation des flux turbulents	94
3.4. Flux conductif dans la neige/glace	96
3.5. Flux d'énergie apporté par les précipitations.....	96
3.6. Bilan d'énergie de la neige/glace.....	97
3.6.1. Variation du stockage de la chaleur sensible	97
3.6.2. Variation du stockage de la chaleur latente.....	99
3.7. Conclusion.....	101

Chapitre 4 : Caractéristiques du bilan d'énergie du Glacier Zongo à 5150 m - Applications hydrologiques, glaciologiques et climatiques 103

4.1. Introduction	103
4.2. Résultats du bilan d'énergie à 5150 m	104
4.2.1. Moyennes mensuelles des différents termes de ce bilan	104
4.2.1.1. Caractéristiques générales du bilan d'énergie à 5150 m	105
4.2.1.2. Comparaison saison humide, saison sèche	107
4.2.1.3. Comparaison cycle 1 (1996-97), cycle 2 (1997-98)	107
4.2.1.4. Conclusion : généralisation aux glaciers tropicaux externes	108
4.2.2. Fusion, sublimation et ablation locale mensuelles	108
4.2.2.1. Moyennes mensuelles de ΔQ_M	108
4.2.2.2. Importance relative de la fusion et de la sublimation	110
4.2.2.3. Ablation locale mesurée et calculée.....	113
4.2.3. Moyennes journalières des différents termes du bilan	115
4.2.3.1. Variations temporelles de R, LE, H et G	115
4.2.3.2. Variations temporelles de ΔQ_M	117
4.2.4. Moyennes demi-horaires des différents termes du bilan	118
4.2.4.1. Cycle journalier moyen de R	118
4.2.4.2. Cycle journalier moyen de LE et H et stabilité de la couche limite de surface.....	118
4.2.4.3. Cycle journalier moyen de $\Delta Q_M + \Delta Q_S$	124
4.3. Applications hydrologique et glaciologique.....	125
4.3.1. Saisonnalité du régime hydrologique de l'émissaire.....	125
4.3.1.1. Introduction : comment expliquer la forte saisonnalité des débits de l'émissaire ?	125
4.3.1.2. Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. <i>Global Planet. Change</i> , Sous presse	125
4.3.1.3. Conclusion : l'humidité, un paramètre clé.....	138
4.3.2. Fusion locale à 5150 m et débit de l'émissaire	138
4.3.2.1. Année hydrologique 1996-97	138
4.3.2.2. Année hydrologique 1997-98	140
4.3.3. Explication du fort coefficient d'activité	141
4.4. Application climatique.....	142
4.4.1. L'influence du Niño 1997-98 sur les glaciers tropicaux	142
4.4.1.1. El Niño, la Niña et l'oscillation australe.....	142
4.4.1.2. The influence of the 1997-1998 El Niño-Southern Oscillation warm event on tropical glaciers, <i>Science</i> , soumis.....	144
4.4.1.3. Conclusion.....	152
4.4.2. Les glaciers tropicaux, indicateurs climatiques.....	152
4.5. Comparaison avec d'autres zones climatiques.....	154
4.5.1. Comparaison avec des résultats de la bibliographie.....	154

4.5.1.1. Radiation nette.....	154
4.5.1.2. Flux turbulents de chaleur latente et sensible.....	155
4.5.1.3. Conclusion : particularités de ce bilan d'énergie.....	159
4.5.2. Application du modèle <i>Crocus</i> de Météo-France.....	160
4.5.2.1. Description du modèle <i>Crocus</i>	160
4.5.2.2. Paramétrisation de <i>Crocus</i>	162
4.5.2.3. Fonctionnement de <i>Crocus</i>	163
4.5.2.4. Travaux préliminaires pour appliquer <i>Crocus</i> au Zongo.....	164
4.5.2.5. Résultats des simulations sur la période 20/09/96 - 26/07/97.....	164
4.5.2.6. Conclusions.....	167
4.6. Conclusion.....	168
 Chapitre 5 : Conclusion et perspectives	 171
 Annexe : Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, <i>J. Geoph. Res.</i>, 104(D4), 3907-3923, 1999.	 175
 Références bibliographiques	 193

Résumé

Les glaciers tropicaux sont des indicateurs climatiques très sensibles. Pour relier les fluctuations de leur bilan de masse aux changements climatiques, nous avons réalisé un bilan d'énergie à la surface du Glacier Zongo (16°S), en Bolivie, entre mars 96 et août 98. Cette thèse présente, d'une part les méthodes employées pour obtenir le cycle annuel du bilan d'énergie ponctuel, et d'autre part l'intérêt de cette étude pour la compréhension du fonctionnement du glacier et sa relation avec la climatologie locale.

Dans la première partie, nous nous attachons à décrire les conditions climatiques régnant sur ce glacier, à partir des enregistrements des stations météorologiques installées sur le Glacier Zongo. Les glaciers tropicaux sont soumis à des températures et des radiations solaires incidentes peu variables au cours de l'année, alors que le débit du torrent émissaire est très saisonnier. Pour comprendre quels sont les flux d'énergie responsables de la saisonnalité de la fusion en surface du glacier, nous avons dressé le bilan d'énergie en un point du glacier, dans la zone d'ablation, à 5150 m d'altitude.

Ce bilan d'énergie traduit un métabolisme propre aux glaciers tropicaux. L'albédo est le paramètre essentiel qui contrôle la quantité d'énergie disponible pour la fusion en surface du glacier. La particularité fondamentale de ces glaciers réside en la très forte consommation d'énergie sous forme de chaleur latente (ce qui se traduit par une sublimation élevée). En outre, le flux de chaleur latente présente une saisonnalité marquée à l'origine du régime hydrologique du torrent qui s'échappe du glacier. En effet, en saison sèche, la sublimation est maximale et il reste peu d'énergie pour la fusion d'où le faible débit du torrent émissaire. La situation opposée se produit en saison humide.

À l'échelle de l'ensemble de la période étudiée, le bilan de masse nettement déficitaire de l'année El Niño 1997-98 s'explique surtout par un déficit de précipitations, responsable d'une chute de l'albédo moyen annuel. Le manteau neigeux réduit lors de la saison d'accumulation 1997-98 a disparu plus vite que celui de l'année précédente, laissant affleurer une surface de glace sale, d'albédo faible, pendant une période plus longue. De plus, la chaleur sensible plus élevée et la sublimation réduite ont aussi contribué à augmenter la fusion superficielle, diminuant ainsi le bilan de masse du glacier.

Abstract

Tropical glaciers are known to be very sensitive climatic indicators. To link the fluctuations of their mass balance to climate changes, we have realised a surface energy balance on Zongo Glacier (16°S), Bolivia, between march 96 and august 98. This work presents firstly, the methods used to derive the local energy balance on this glacier, and secondly, the interest of such a study to better understand the functioning of the glacier and its relation with the local climate.

In the first part, a detailed description of the local climate is made from the records of several automatic meteorological stations installed on Zongo Glacier. Tropical glaciers are submitted to air temperature and incident solar radiation very little variable throughout the year, although the discharge of the proglacial stream escaping from the glacier is highly seasonal. To understand which energy fluxes are responsible for the seasonality of the surface melting on the glacier, we have calculated the energy balance on a point of the ablation area, at 5150 m.

The energy balance shows a special functioning of tropical glaciers. Like for the glaciers of higher latitudes, the albedo is a very important parameter controlling the amount of energy available for surface melting. But the main peculiarity of these glaciers comes from the strong consumption of energy as latent heat flux, which corresponds to high sublimation. Moreover, the latent heat flux is very variable with seasons which explains the seasonality of the proglacial stream discharge. Indeed, during the dry season, sublimation is the highest and therefore, very little energy remains for melting explaining why discharge is low. The reverse situation is observed during the humid season.

On the time scale of the entire measuring period, the very negative mass balance of the 1997-98 El Niño year is mainly explained by a deficit of precipitation, responsible for a sharp decrease of the mean annual albedo. The reduced snow cover of the 1997-98 accumulation season has disappeared faster than during the previous year, leaving dirty ice surfaces of very low albedo on larger areas than usually, and during a longer period. Moreover, higher sensible heat flux and lower sublimation have both contributed to increase the surface melting which also reduced glacier mass balance.

Notations

• A	Terme d'ablation dans le bilan énergétique	W m^{-2}
• AAR	Proportion de la zone d'accumulation par rapport à la surface totale du glacier (Accumulation Area Ratio)	%
• C	Coefficient d'échange des flux turbulents de <i>Crocus</i>	
• C_p	Chaleur spécifique de l'air à pression constante	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
• C_{pd}	Chaleur spécifique de l'air sec (dry) à pression constante	$1005 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
• ELA	Altitude de la ligne d'équilibre (Equilibrium Line Altitude)	m
• G	Flux conductif dans la neige/glace	W m^{-2}
• H	Flux turbulent de chaleur sensible	W m^{-2}
• I	Intensité de la précipitation neigeuse	m s^{-1} (m d'eau)
• ITCZ	Zone intertropicale de convergence des masses d'air (Intertropical Convergence Zone en Anglais)	
• K	Conductivité thermique de la neige/glace	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
• L, ou L_s	Chaleur latente de sublimation de la glace	$2.834 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
• L_f	Chaleur latente de fusion de la glace	$0.334 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
• L_v	Chaleur latente de vaporisation de l'eau liquide	$2.5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
• LE	Flux turbulent de chaleur latente	W m^{-2}
• $\text{LW}\downarrow$	Radiation grandes longueurs d'onde (ou thermique) incidente (Long Wave en Anglais)	W m^{-2}
• $\text{LW}\uparrow$	Radiation grandes longueurs d'onde (ou thermique) émise par la surface	W m^{-2}
• LW_a	Contribution atmosphérique à la radiation grandes longueurs d'onde incidente	W m^{-2}
• $\text{LW}_n, \text{LW}_{\text{net}}$	Bilan radiatif net des radiations grandes longueurs d'onde	W m^{-2}
• M	Quantité de masse fondue ou regelée par unité de temps et de surface	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ou mm s^{-1}
• Moy.	Moyenne	
• N	Nébulosité ou fraction du couvert nuageux	dixièmes
• P	Flux d'énergie apporté par les précipitations	W m^{-2}
• P_0	Pression atmosphérique standard	1000 hPa
• P_a	Pression atmosphérique du site de mesure	hPa
• R	Radiation nette i.e. bilan radiatif toutes longueurs d'onde confondues	W m^{-2}
• R_c	Radiation nette calculée par l'équation du bilan radiatif 3.3	W m^{-2}
• R_m	Radiation nette mesurée par le bilanmètre Q-6	W m^{-2}
• R_w, R_d	Constante spécifique de l'air humide (wet), sec (dry)	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
• Re	Nombre de Reynolds	
• RH	Humidité relative	%
• SMA	Station météorologique automatique	
• $\text{SW}\downarrow$	Radiation courtes longueurs d'onde (ou solaire) incidente (Short Wave en Anglais)	W m^{-2}

• $SW\uparrow$	Radiation courtes longueurs d'onde (ou solaire) réfléchie	$W\ m^{-2}$
• T	Température de l'air	$^{\circ}C$ ou K
• T_i	Température dans la neige/glace	$^{\circ}C$ ou K
• T_n	Température de la neige en cours de précipitation	$^{\circ}C$ ou K
• T_s	Température de la surface de neige/glace	$^{\circ}C$ ou K
• T_{ss}	Température de la surface des pentes avoisinantes	$^{\circ}C$ ou K
• $T(-x\ cm)$	Température dans la neige ou glace à x cm de profondeur	$^{\circ}C$ ou K
• T_{sol}	Température du sol	$^{\circ}C$ ou K
• T_v	Température virtuelle de l'air	$^{\circ}C$ ou K
• V_f	Masque (proportion de l'hémisphère céleste non obstrué par les reliefs avoisinants)	%
• a	ablation spécifique	mm w.e. (eau)
• b_H	bilan de masse spécifique obtenu par l'hydrologie	mm w.e.
• b_n	bilan de masse spécifique	mm w.e.
• c	accumulation nette	mm w.e.
• c_n	capacité calorifique de la neige	$J\ kg^{-1}\ K^{-1}$
• c_i	capacité calorifique de la neige/glace	$J\ kg^{-1}\ K^{-1}$
• d	profondeur de glacier en dessous de laquelle les transferts d'énergie sont négligeables	m
• d_n	diamètre optique des grains de neige	mm
• db/dz	gradient de bilan de masse en fonction de l'altitude ou coefficient d'activité du glacier	mm w.e./100m
• e	Pression de vapeur dans l'air	hPa
• g	accélération de la pesanteur	$m\ s^{-2}$
• $grad\ (T)$	gradient vertical local de la température de l'air	$^{\circ}C\ m^{-1}$
• $grad\ (q)$	gradient vertical local de l'humidité spécifique	$g\ kg^{-1}\ m^{-1}$
• $grad\ (u)$	gradient vertical local de la vitesses horizontale du vent	$m\ s^{-1}\ m^{-1}$
• k	constante de Von Karman ($k = 0.4$)	
• m	fusion calculée à l'aide du bilan énergétique	mm w. e.
• p	précipitation	mm ou $kg\ m^{-2}$
• q	humidité spécifique	$g\ kg^{-1}$
• q_s	humidité spécifique de la surface	$g\ kg^{-1}$
• q^*	échelle caractéristique d'humidité spécifique	$g\ kg^{-1}$
• s	sublimation	mm w. e.
• t	temps	s
• u	vitesse horizontale du vent	$m\ s^{-1}$
• u^*	échelle caractéristique de vitesse ou vitesse de friction	$m\ s^{-1}$
• w	vitesse verticale de vent	$m\ s^{-1}$
• z	altitude, hauteur au dessus de la surface	m
• z_0	longueur de rugosité de calage de la méthode de Monin-Obukhov adaptée à notre cas	m
• z_{0m}, z_{0T}, z_{0q}	longueurs de rugosité de la vitesse horizontale de vent (m), de la température (T), de l'humidité (q)	m
• z_1, z_2	niveaux de mesures. Les indices 1 et 2 font systématiquement référence à ces niveaux	m
• ΔQ_M	Variation du stockage de chaleur latente due à la fusion ou au regel	$W\ m^{-2}$
• ΔQ_S	Variation du stockage de chaleur sensible au sein du manteau neigeux ou de la glace	$W\ m^{-2}$

• ΔT_a	Amplitude annuelle de température de l'air	°C
• ΔT_d	Amplitude journalière de température de l'air	°C
• $\Psi_{m,h,v}$	Fonctions primitives selon z des fonctions Φ	
• $\Phi_{m,h,v}$	Fonctions de Monin-Obukhov de mouvement (m, momentum), de chaleur (h, heat) et d'humidité (v, vapor)	
• Γ_d	Gradient adiabatique sec	-9.8°C km ⁻¹
• Σb_n	bilan de masse net spécifique cumulé	mm w.e.
• θ	température potentielle	°C ou K
• θ_s	température potentielle de la surface	°C ou K
• θ^*	échelle caractéristique de température potentielle	°C ou K
• α	albédo	
• α_{min}	albédo minimum instantané journalier	
• β	coefficient d'absorption de la neige	
• λ	longueur d'onde	$\mu\text{m} (=10^{-6}\text{m})$
• λ_e	coefficient de conduction effectif de la neige	W m ⁻¹ K ⁻¹
• λ_i	coefficient de conduction de la glace	W m ⁻¹ K ⁻¹
• ε_a	émissivité de l'atmosphère	
• ε_s	émissivité de la surface de neige/glace	
• ε_{ss}	émissivité des surfaces avoisinantes	
• ν	viscosité cinématique de l'air	1.35 10 ⁻⁵ m ² s ⁻¹
• ρ	masse volumique de l'air	kg m ⁻³
• ρ_n	masse volumique de la neige	kg m ⁻³
• ρ_i	masse volumique de la neige/glace	kg m ⁻³
• ρ_w	masse volumique de l'eau liquide	kg m ⁻³
• σ	constante de Stefan-Boltzmann (5.67 10 ⁻⁸ W m ⁻² K ⁻⁴)	W m ⁻² K ⁻⁴
• τ	contrainte de cisaillement de surface	kg m ⁻¹ s ⁻²

Chapitre 1

Introduction : la glaciologie tropicale

1.1. Un bref historique

Au XVIII^{ème} siècle, les premiers explorateurs naturalistes, envoyés par les gouvernements européens, partent à la conquête de l'Amérique du Sud dans des buts scientifiques variés. Très vite, ces aventuriers sont fascinés par la Cordillère des Andes. Charles Marie de La Condamine, jeune académicien français venu dans les Andes mesurer un arc du Méridien terrestre au niveau de l'Équateur, écrit dans son *Journal du voyage à l'Équateur* [1751] :

“...deux chaînes parallèles de hautes montagnes, qui font partie de la Cordillère des Andes. Leurs cimes se perdent dans les nues et presque toutes sont couvertes de masses énormes d'une neige aussi ancienne que le monde. De plusieurs de ces sommets, en partie écroulés, on voit encore sortir des tourbillons de fumée et de flamme au sein même de la neige.”

Les voyageurs s'appliquent à observer, décrire et mesurer par triangulation les hautes montagnes de cette Cordillère. Mais dès le début du XIX^{ème} siècle, la curiosité pousse les plus téméraires d'entre eux à partir à l'assaut de ces hauts sommets. C'est ainsi que le célèbre voyageur scientifique allemand, Alexandre von Humbolt, foule le premier le glacier du Chimborazo en Équateur, en 1802. C'est la première fois qu'un européen met le pied sur un glacier des Andes, et c'est l'oeuvre d'un scientifique ! C'est donc l'observation naturaliste, la géographie et la glaciologie qui ont poussé les hommes à conquérir les géants des Andes.

Il faudra toutefois attendre le 18 mai 1877 pour que Charles Wiener, géographe, anthropologue et archéologue “chargé par la République Française d'une mission d'exploration en Amérique méridionale”, atteigne le sommet d'un de ces géants, l'Illimani, au Sud de la Cordillère Royale, en Bolivie. Ses compagnons offrent une triste mine, “leur visage n'avait déjà plus une apparence humaine” [...], “ils étaient verdâtres, avec des plaques violettes, les yeux rouges, couleur sang et avançaient en titubant” [Charles Wiener ; Pérou, Bolivie, *Récit de voyage*, 1880]. Au sommet, le baromètre indique 318 mm de mercure, et le point d'ébullition est noté à 79.4°C. Le pic est baptisé

Pico de Paris, et son altitude mesurée est de 20112 pieds anglais, soit 6131 m, “une altitude que personne n’avait atteinte auparavant”. Singulièrement, le premier européen à franchir la barre des 6000 m d’altitude n’était là encore pas un alpiniste mais un scientifique, mué du noble désir de rapporter des connaissances. Contrairement à ce qu’il croyait, Charles Wiener n’était pourtant pas le premier homme à atteindre le sommet d’un géant de cette cordillère. En effet, de nombreux restes de cérémonies religieuses trouvés sur des hauts sommets, témoignent du passage fréquent des Incas pour qui ces montagnes, pourvoyeuses d’eau et de vie, revêtaient un caractère sacré. En septembre 1995, deux archéologues, Johan Reinhard et Mario Mazuelo, ont découvert trois momies inca, âgées de plus de cinq siècles, libérées par le glacier de l’Ampato, à 6300 m, au Sud du Pérou [Reinhard, 1996].

Ces pionniers des siècles derniers sont donc à l’origine de la glaciologie tropicale qui s’est progressivement développée au cours du XX^{ème} siècle dans les Andes. Le travail présenté dans le cadre de cette thèse se situe en quelque sorte dans la lignée des premières observations menées par ces aventuriers. En effet, nous verrons que cette étude s’appuie en grande partie sur des mesures effectuées sur le terrain, un peu à la manière de Charles Wiener qui, au sommet du Pico de Paris, avec les moyens du bord, sort sa casserole et son réchaud pour mesurer le point d’ébullition de l’eau.

1.2. La zone intertropicale et les glaciers tropicaux

Les glaciers tropicaux représentent les couvertures glaciaires situées entre le Tropique du Cancer (23°26’N) et le Tropique du Capricorne (23°26’S). Ces deux lignes imaginaires définies astronomiquement, délimitent les régions du globe où le Soleil passe deux fois par an au zénith (une seule fois par an au Tropique, le jour du solstice).

1.2.1. Délimitation thermique de la zone intertropicale

Le Soleil reste en permanence à la verticale de cette zone intertropicale qui reçoit ainsi le maximum d’énergie. Pour cette raison, l’amplitude thermique annuelle (ΔT_a) de cette moitié de globe terrestre reste inférieure à l’amplitude diurne (ΔT_d). La zone intertropicale peut être délimitée au Nord et au Sud par les lignes où ces deux amplitudes sont égales, $\Delta T_a = \Delta T_d$. Dans l’hémisphère Nord, cette ligne suit assez bien le Tropique du Cancer, alors que dans l’hémisphère Sud plus océanique, cette ligne est parfois située loin au Sud du Tropique du Capricorne (Figure 1.1). Cette délimitation thermique de la zone intertropicale est très utile pour des études climatologiques. En effet, elle montre que sous les Tropiques, les termes d’hiver et d’été sont mal adaptés, et qu’il est préférable d’utiliser un autre indicateur météorologique que la température de l’air pour déterminer les saisons. Alexandre von Humbolt avait bien résumé ce trait caractéristique de la zone intertropicale en disant que “la nuit est l’hiver des Tropiques”.

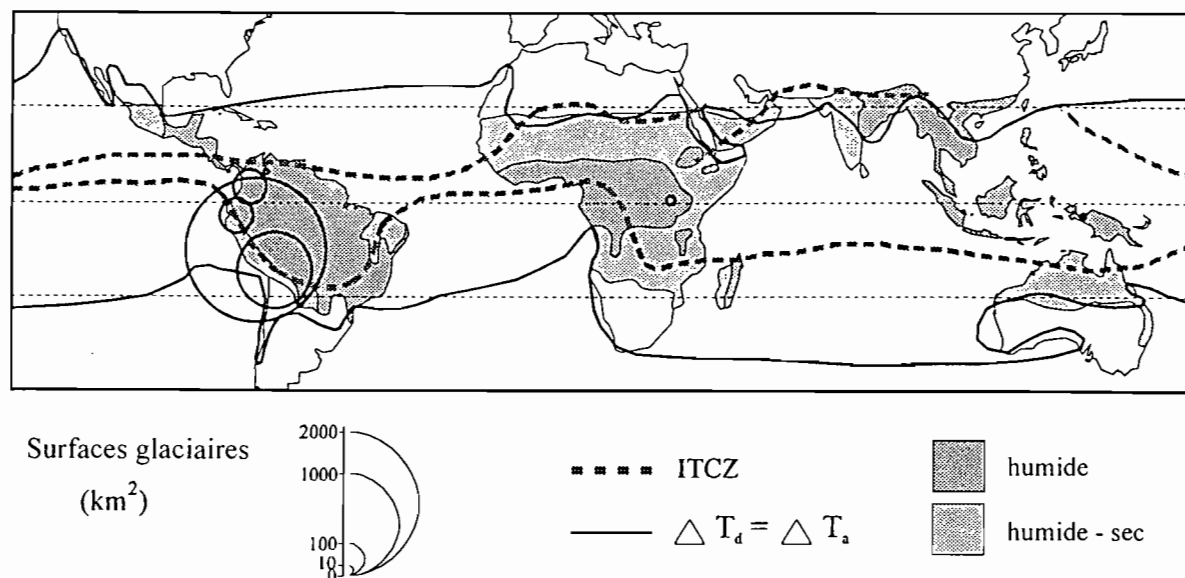


Figure 1.1. Distribution des surfaces glaciaires dans la zone intertropicale, selon les différents pays (d'après Kaser [1996])

1.2.2. Zones tropicales internes et externes en Amérique du Sud

Il est utile de distinguer l'Équateur, ligne imaginaire qui délimite le globe terrestre en deux hémisphères identiques, de l'équateur météorologique, induit thermiquement et dynamiquement par la rotation de la Terre, qui correspond à une zone de convergence des masses d'air intertropicales (ITCZ en Anglais). La position de l'équateur météorologique suit avec un retard de quelques semaines la course du Soleil, et présente comme lui deux points de rebroussement lors des solstices [Liljequist & Cehak, 1984 ; Kaser, 1996] (Figure 1.1). Sur les continents, les deux positions extrêmes de l'ITCZ sont bien plus éloignées que sur les océans où l'inertie thermique est plus importante.

En Amérique du Sud, les systèmes dépressionnaires viennent de l'Est, chargés d'humidité de l'Océan Atlantique et du bassin amazonien. Ils voyagent préférentiellement le long de l'ITCZ. Ainsi, les zones situées entre les positions extrêmes de l'ITCZ sont marquées par une année rythmée par deux saisons humides, et deux saisons moins humides. Ce climat est celui de la zone tropicale interne. À l'opposé, les zones situées entre les Tropiques astronomiques, mais à l'extérieur des positions extrêmes de l'ITCZ, sont marquées par l'alternance d'une saison humide lorsque l'ITCZ est présent, et une saison très sèche le reste de l'année [Hastenrath, 1991]. Cette zone, appelée zone tropicale externe, présente un climat subtropical aride une partie de l'année, et un climat tropical le reste du temps [Kaser, 1996]. C'est le cas de la Cordillère Royale en Bolivie où se situe le glacier qui va nous intéresser dans le cadre de ce travail [Montes de Oca, 1982 ; Roche et al., 1990]. La saison humide s'étale d'octobre à mars, et la saison sèche de mai à août (cf. Chapitre 2).

1.2.3. Localisation et régimes des glaciers tropicaux

Au sens strict, les glaciers tropicaux sont ceux qui sont compris entre les trois limites décrites ci-dessus, Tropiques astronomiques, $\Delta T_a = \Delta T_d$ et ITCZ. Ils font donc partie de la zone tropicale interne [Kaser *et al.*, 1996]. La très grande majorité d'entre eux est située dans la Cordillère des Andes (71% au Pérou, 20% en Bolivie, 4% en Équateur, 4% en Colombie, 0.1% au Vénézuéla¹) [Jordan, 1991 ; Kaser *et al.*, 1996]. Quelques petits glaciers survivent encore en Afrique (0.3% au Kenya, Tanzanie et Ouganda) et en Océanie (0.1% en Nouvelle Guinée) (Figure 1.1) [Hastenrath, 1984 et 1995].

En fait, bon nombre de ces glaciers se trouvent juste sur la position la plus méridionale de l'ITCZ, et jouissent d'un climat plutôt typique de la zone tropicale externe. C'est le cas des glaciers péruviens et boliviens. Ainsi, selon le climat auquel ces glaciers tropicaux sont soumis, deux régimes glaciaires sont à distinguer. La Figure 1.2 est une illustration schématique de ces régimes, en comparaison du régime des glaciers des régions tempérées. Dans le cas particulier de la zone tropicale externe qui nous intéresse plus spécifiquement, l'ablation est réduite en saison sèche, et devient maximale en saison humide, la saison d'accumulation sur le glacier. Contrairement aux moyennes latitudes, l'ablation persiste toute l'année dans la zone tropicale. C'est une particularité importante des glaciers de la zone tropicale d'où provient la majorité des différences de comportement avec les glaciers tempérés.

1.3. L'étude des glaciers tropicaux

Avec leur $2.5 \cdot 10^3 \text{ km}^2$, les glaciers tropicaux ne représentent que 0.16% de la surface totale englacée du globe [Kaser *et al.*, 1996]. Si demain, tous ces glaciers disparaissaient, l'augmentation du niveau moyen des océans n'atteindrait même pas 1 cm ! Quel intérêt à l'étude de ces glaciers ?

1.3.1. Un intérêt économique et social

Réservoirs d'eau potable, ces glaciers sont d'une importance vitale pour de nombreuses régions des Andes. Ils régulent le régime des cours d'eau en soutenant les débits pendant les 3 à 6 mois que dure la saison sèche, surtout les années à pluviométrie déficitaire. De grands territoires comme la côte désertique du Pérou et trois capitales, La Paz, Lima et Quito, dépendent en grande partie de ces glaciers pour leur alimentation en eau potable, et en hydroélectricité [Francou *et al.*, 1997]. Qu'advierait-il si ces glaciers venaient à disparaître ?

Associés à des phénomènes sismiques et volcaniques, les glaciers tropicaux peuvent être à l'origine de lahars (éruption du Nevado del Ruiz en Colombie en 1985) ou de laves torrentielles (écroulement du Huascarán suite à un séisme et destruction du village de Yungay, Cordillère Blanche, Pérou, en 1970) [Lliboutry *et al.*, 1977 ; Ames & Francou, 1995]. Pour prévenir ces catastrophes naturelles meurtrières, il est nécessaire d'étudier ces glaciers.

¹ Les pourcentages sont calculés par rapport à la surface totale des glaciers tropicaux égale à $2.5 \cdot 10^3 \text{ km}^2$.

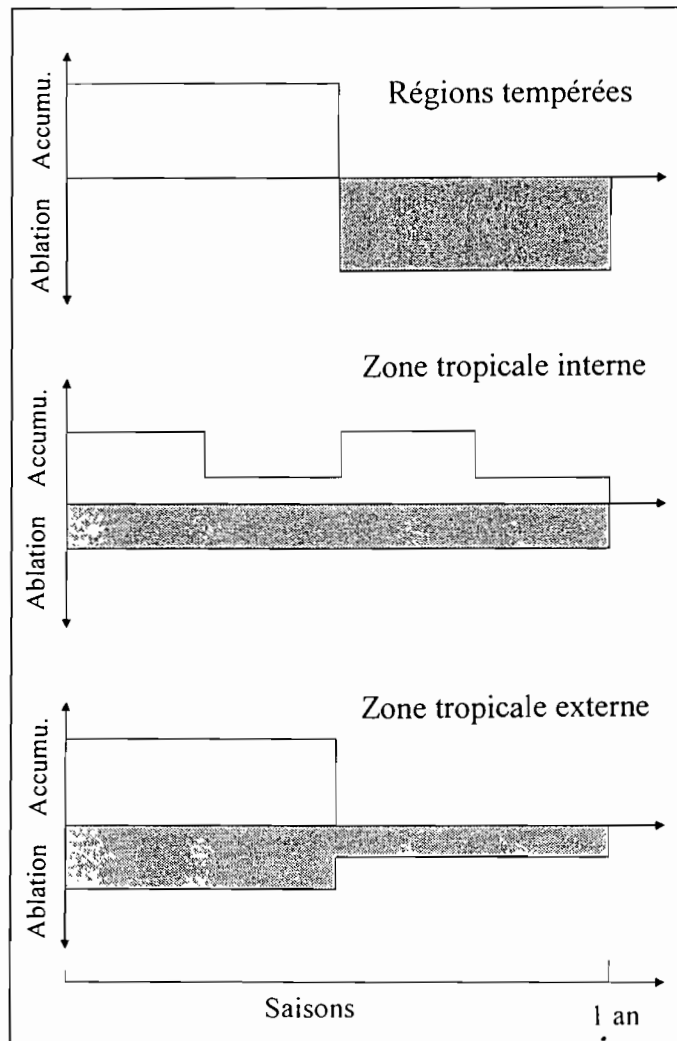


Figure 1.2. Comparaison schématique des régimes des glaciers des zones tropicales internes et externes avec ceux des régions tempérées (d'après Kaser et al., [1996])

1.3.2. Un intérêt scientifique

La zone intertropicale représente environ 40% de la surface totale de notre planète, et elle accueille les deux tiers de la population mondiale. De plus, c'est dans cette zone que la Terre capte le plus d'énergie solaire. Elle est donc le siège d'échanges énergétiques considérables entre le sol et l'atmosphère. Aussi, son rôle est fondamental dans la circulation atmosphérique globale, et dans la compréhension du climat de notre planète. Or, un des enjeux majeurs des scientifiques de cette fin de XX^{ème} siècle consiste à comprendre les mécanismes responsables du réchauffement de la Terre observé sur les dernières décennies. Changement climatique, phénomène naturel ou perturbation humaine, la question reste ouverte.

Les glaciers de montagne ont une inertie de réponse faible aux changements climatiques. Aussi sont-ils le centre de nombreuses études pour comprendre la relation entre ces glaciers et le climat [e. g. Kuhn, 1979 ; Oerlemans & Hoogendoorn, 1989 ; Oerlemans, 1994 ; Oerlemans et al., 1998], ou pour apprécier leur impact sur l'élévation

du niveau marin [e. g. *Meier*, 1984 ; *Oerlemans & Fortuin*, 1992 ; *Zuo & Oerlemans*, 1997]. De par leur position privilégiée proche de zones densément peuplées, et au sein de la région clé pour la dynamique du climat global, les glaciers tropicaux sont des indicateurs climatiques particulièrement intéressants. Alors qu'il était communément accepté que la zone intertropicale réagissait d'une façon moindre aux changements climatiques [*CLIMAP*, 1976 ; *IPCC*, 1996], l'analyse des carottes de glace prélevées à 6000 m d'altitude sur le Huascarán (Cordillère Blanche, Pérou), semble montrer que la différence de température entre le dernier Âge Glaciaire et aujourd'hui serait de 8 à 12°C, différence supérieure à celle rapportée pour les régions tempérées [*Thompson et al.*, 1995]. Une autre carotte de glace prélevée au Sud du Pérou (Quelccaya Ice Cap) a permis un enregistrement des régimes de précipitations durant les 1500 dernières années [*Thompson et al.*, 1985]. Pour la période récente, les auteurs se sont attachés à interpréter le recul accéléré des glaciers tropicaux depuis la fin des années 1970 en terme de réchauffement global et d'effet de serre. Par exemple, Stefan Hastenrath a utilisé les longues séries de données disponibles sur les glaciers du Mont Kenya, et donne une quantification de l'augmentation de l'humidité et de la température, relative aux diminutions des surfaces glaciaires observées entre 1899 et 1987 [*Hastenrath & Kruss*, 1992]. D'autres auteurs ont réalisé des analyses statistiques de manière à expliquer les fluctuations de fronts des glaciers ou leur bilan de masse, par des variations des paramètres météorologiques [e. g. *Kaser et al.*, 1990 ; *Ribstein et al.*, 1995]. Enfin, les glaciers andins sont directement concernés par les événements El Niño qui perturbent profondément le climat local, et ainsi impriment un signal visible au niveau des glaciers [*Thompson et al.*, 1984 ; *Franco et al.*, 1995]. En conclusion, les glaciers tropicaux sont à l'évidence, des outils intéressants pour mieux comprendre le climat tropical et même global.

1.4. Objectifs et plan de ce travail

Toutefois, pour bien comprendre la relation glacier - climat, une étape incontournable consiste en l'étude des transferts d'énergie à l'interface entre le glacier et l'atmosphère [e. g. *Kuhn*, 1979 ; *Oerlemans & Fortuin*, 1992]. Il suffit de réaliser un inventaire des flux d'énergie qui arrivent à la surface du glacier, de ceux qui en repartent. On obtient ainsi un bilan, le bilan d'énergie de surface du glacier, c'est-à-dire la quantité d'énergie disponible pour réchauffer ou fondre la neige/glace. Cette analyse énergétique nous renseigne sur les réactions du glacier (pertes ou gains de masse) face aux modifications des flux d'énergie induits par des changements des paramètres météorologiques (radiation, température, humidité, nébulosité, vent, etc.). C'est en quelque sorte le lien physique entre le bilan de masse et les paramètres météorologiques. Comprendre cette relation permet de raisonner en sens inverse, et interpréter les fluctuations de masse du glacier à plus longue échelle de temps, en terme de variations des paramètres météorologiques donc d'évolution climatique.

Très rares sont les études de bilan énergétique réalisées sur les glaciers tropicaux. Des travaux sur le bilan radiatif ont été menés sur le Glacier Lewis (Mont Kenya) [*Hastenrath & Patnaik*, 1980 ; *Hastenrath & Kruss*, 1988], et sur la calotte de glace de Quelccaya (Sud Pérou) [*Hastenrath*, 1978]. Soit le bilan d'énergie était incomplet, soit l'étude portait sur une période de temps trop courte pour être représentative du climat local. Ainsi, de façon à pouvoir utiliser les glaciers tropicaux comme marqueurs

climatiques, il devenait urgent de pallier cette lacune et réaliser un bilan d'énergie complet sur une longue période de temps. C'est ce que nous avons effectué sur le Glacier Zongo, dans la Cordillère Royale en Bolivie.

Le calcul du bilan d'énergie sur un glacier nécessite de collecter des données météorologiques à l'aide d'une station météorologique automatique (SMA), et s'appuie sur un grand nombre de mesures de terrain pour valider les calculs. Dans le chapitre 2, nous présenterons successivement le glacier au centre de cette étude, le climat local à l'aide des données météorologiques obtenues avec la SMA, les mesures complémentaires de terrain nécessaires pour une bonne compréhension du climat local et donc pour la réalisation d'un bilan d'énergie précis. En outre, comme le sujet de cette étude porte sur les particularités des glaciers tropicaux par rapport aux autres glaciers de montagne du monde, nous fournirons dans ce chapitre quelques résultats des mesures sur l'hydrologie et les bilans de masse du Glacier Zongo.

Dans le chapitre 3, nous nous appliquerons à décrire les méthodes utilisées et les problèmes rencontrés lors du calcul de ce bilan énergétique. Le chapitre 4 permettra ensuite de commenter les résultats et de sonder l'intérêt d'une analyse de bilan énergétique sur un glacier à travers deux applications. La première consistera à comprendre les régimes hydrologiques du glacier grâce à l'étude des transferts d'énergie, et la seconde sera l'explication de l'influence de l'événement El Niño 1997-98 sur le glacier. Plusieurs de ces chapitres ont donné lieu à des publications scientifiques. Ces articles figurent au fil de la lecture [Wagnon *et al.*, 1998, Sous presse et Soumis] ou en annexe de la thèse [Wagnon *et al.*, 1999].

Chapitre 2

Analyse climatique, hydrologique et glaciologique du Glacier Zongo

2.1. Le glacier et son équipement

Réaliser des calculs de bilan d'énergie sur un glacier revient à faire de la micro-météorologie fine. Aussi, il nous a paru indispensable d'effectuer une description précise du Glacier Zongo et de détailler l'appareillage météorologique, hydrologique et glaciologique installé sur celui-ci. Cet inventaire du dispositif de mesure est particulièrement utile pour juger de la qualité des appareils utilisés.

Le Glacier Zongo possède le réseau de mesures le plus dense de la zone intertropicale et peut-être même du monde. De la façon la plus succincte possible, nous nous attacherons à décrire seulement les appareillages utiles à l'étude du bilan d'énergie. Les procédures de collectes de données dans le but de réaliser un bilan d'énergie, à l'aide d'un appareillage adapté et de méthodes adéquates, se sont en fait mises en place lentement, par tâtonnements, et ont nécessité une constante interaction entre le travail de terrain et l'analyse de ces données. Cette lente évolution du matériel et des méthodes est consignée en détail dans les rapports annuels de collectes des données sur le Glacier Zongo [Rigaudière *et al.*, 1995 ; Wagnon *et al.*, 1995 ; Berton *et al.*, 1997 ; Sicart *et al.*, 1998].

2.1.1. Le Glacier Zongo et son bassin versant

Ce glacier fait partie du massif du Huayna Potosi ($16^{\circ}15'S$, $68^{\circ}10'W$) situé au coeur de la Cordillère Royale en Bolivie, à environ 30 km au Nord de La Paz (Figure 2.1). Cette cordillère de direction NW-SE marque la limite entre l'Altiplano à l'Ouest (haut plateau bolivien d'altitude moyenne 4000 m) et le haut bassin de l'Amazone à l'Est (altitude inférieure à 2000 m), appelé les Yungas en Bolivie. De nombreux sommets dépassent les 6000 m comme le Huayna Potosi qui culmine à 6088 m. Le Glacier Zongo s'écoule dans une vallée sur 3 km et sa surface totale atteint 2.1 km². Entre 6000 et 5150 m, la partie supérieure du glacier, bordée à l'Ouest par la face rocheuse escarpée du Pic Milluni (5770 m), présente une pente importante de 30° orientée au Sud-Est (Figure 2.1). Entre 5150 et 4900 m, l'altitude de son front, le glacier s'écoule plus tranquillement vers l'Est, entre deux moraines abruptes. À l'exception de la très raide partie sommitale en amont de la rimaye à 5700 m, ce glacier est tempéré c'est-à-dire homéotherme à la température du point de fusion de la glace [Francou *et al.*, 1995].

De ce glacier s'échappent plusieurs ruisseaux alimentant un lac drainé par un torrent unique que nous appellerons le torrent émissaire. Son débit instantané est obtenu par une station limnimétrique à 4830 m (Figure 2.1). Le bassin versant en amont de cette station possède une surface de 3 km², dont 77% sont englacés (Figure 2.1). Les zones rocheuses ainsi que le lit rocheux du glacier sont constitués de granodiorite imperméable, si bien que toute l'eau de fusion ou de ruissellement transite par la station limnimétrique [Ribstein et al., 1995].

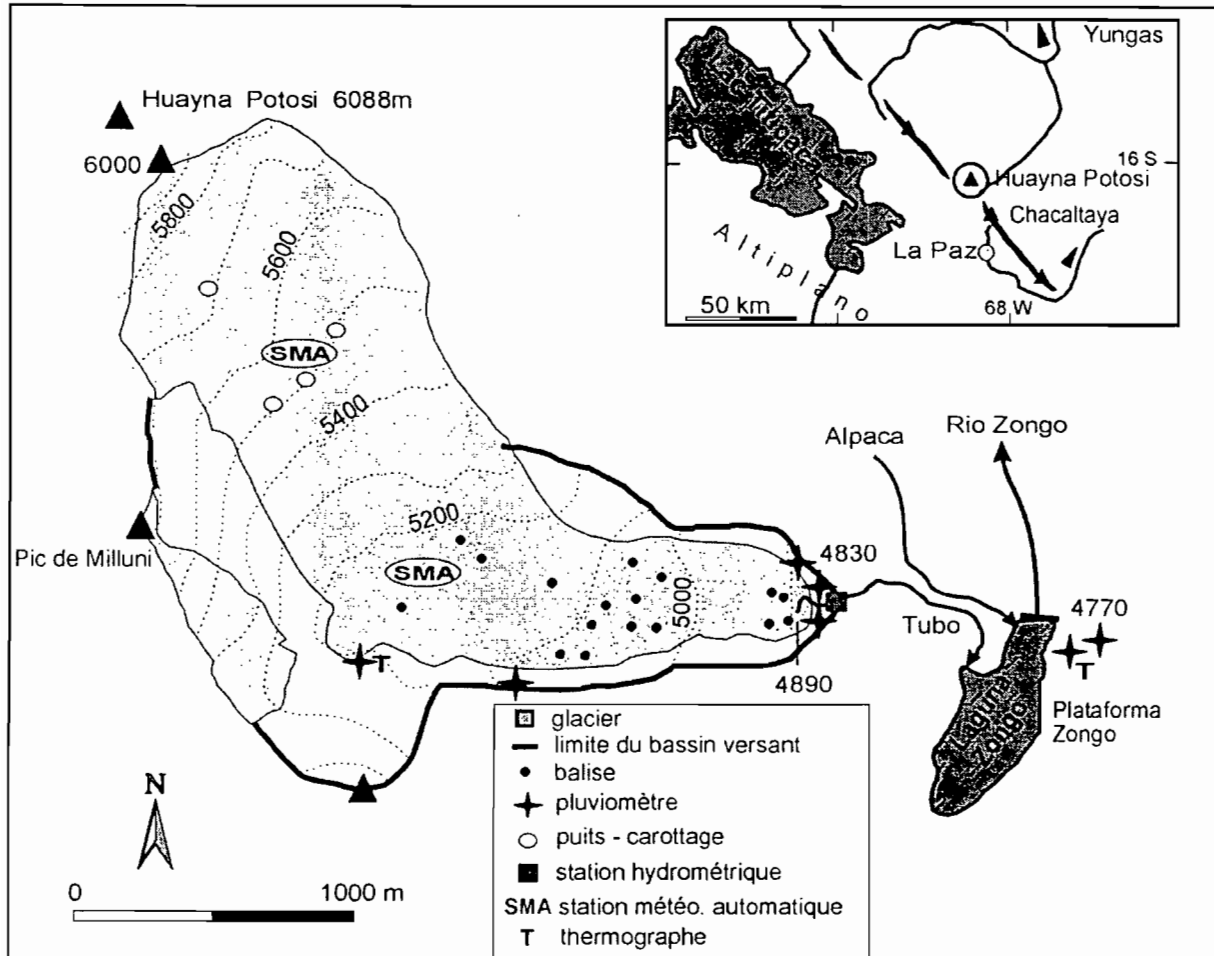


Figure 2.1. Carte simplifiée du bassin versant du Glacier Zongo et de son équipement

2.1.2. Inventaire des équipements

L'étude du Glacier Zongo a débuté en juillet 1991 à l'initiative de l'IRD (L'Institut de Recherche pour le Développement, anciennement ORSTOM). Le Tableau 2.1 est une liste chronologique de tous les appareils qui ont été installés sur ce glacier. La Figure 2.1 permet de les localiser sur le bassin versant.

Tableau 2.1. : Liste chronologique des appareils installés sur le Glacier Zongo

Dates	Équipement et Mesures réalisées	Buts
Juil. 91	15 balises d'ablation entre 4900 et 5200 m, et 3 balises d'accumulation à 5600 m - Mesures mensuelles d'ablation	Bilan de masse mensuel
Juil. 91	Station limnimétrique (4830 m) - Enregistrement instantané des hauteurs d'eau, transformées en débit	Bilan hydrologique
Juil. 91	Pluviomètres : à 4770 m - Mesures journalières ; à 4855, 4860, 4945, 5080 et 5165 m (sur les moraines) - Mesures mensuelles	Bilan hydrologique
Juil. 91	Thermographe papier (4770 m) - Mesures instantanées	Enregistrement météo.
Sept. 91	Puits et mesures de densité de neige - Mesures en Sept. et Avril	Bilan de masse annuel
Sept. 91	Topographie de la zone d'ablation - Mesures annuelles	Vitesse, longueur
Fév. 93 à Fév. 95	SMA Campbell (4830 m) - Moy. demi-horaires de T, SW↓, p (installé en Mai 94)	Enregistrement météo.
Fév. 93	Thermomètre Omnidata sur la moraine (5165 m) - Moy. toutes les 2h	Enregistrement météo.
Oct. 93	SMA Campbell à la surface du glacier (5150 m), dans l'axe d'écoulement - Moy. demi-horaires de T (30 et 180 cm au-dessus de la surface), RH (180 cm), u (220 cm), SW↓, SW↑ (100 cm), R (100 cm)	Enregistrement météo.
Mai 94	Sonde d'ablation à ultrasons (5150 m) - Moy. demi-horaires	Ablation à 5150 m
Avril 95	SMA Mevis (4770 m) - Moy. demi-horaires de T (190 cm), RH (190 cm), p (200 cm), SW↓ (155 cm), u (230 cm), T _{sol} (-100 cm)	Enregistrement météo.
Mars 96	SMA bilan d'énergie Campbell (5150 m) - Moy. demi-horaires de T et RH, avec aspiration d'air (30 et 180 cm), u (30 et 180 cm), SW↓, SW↑, R (100 cm), T _i (-20, -30, -50, -70, -100, -150, -270 cm) - Valeurs instantanées toutes les 1/2h de l'ablation, et direction du vent (180 cm)	Bilan d'énergie local, 5150 m
Avril 96	SMA Campbell (5550 m) - Moy. demi-horaires de T (200 cm), SW↓, SW↑, R (100 cm), u et direction de vent (250 cm)	Enregistrement météo
Juil. 96 à Oct. 96	SMA Campbell (5025 m) - Moy. demi-horaires de T et RH, avec aspiration d'air (60 et 200 cm), u et direction de vent (240 cm), SW↓, SW↑ (100 cm)	Enregistrement météo

2.1.3. Description des appareils et périodes d'enregistrement

Tous les appareils installés sur le bassin versant du Glacier Zongo ne sont pas utiles à cette étude. Aussi, nous ne détaillerons que les appareils qui présentent un intérêt pour la suite.

2.1.3.1. Mesures météorologiques

- **Mesures de précipitations**

Depuis juillet 1991, un réseau de pluviomètres totalisateurs (cylindres métalliques, gris ou noirs, de hauteur 1 m ou 1.2 m et de surface de captation 2000 cm²) est installé sur les moraines autour de la zone d'ablation du glacier. Les altitudes sont indiquées sur le Tableau 2.1. Ces pluviomètres sont mesurés chaque début de mois et totalisent les précipitations mensuelles. Une couche de 1 cm d'huile flotte à la surface de ces pluviomètres pour éviter toute perte due à l'évaporation. Des problèmes de fuite ou d'oubli de lecture des pluviomètres ont entraîné quelques lacunes dans la série de données, mais seul le mois de janvier 1997 présente une absence totale de mesure.

En outre, un pluviomètre classique de surface de captation 314 cm² est situé dans le prolongement de la vallée empruntée par le glacier, à 1 km de son front, à 4770 m (lieu communément appelé "la Plataforma"). Ce pluviomètre est relevé chaque matin à 7h par un observateur et donne donc la précipitation depuis la veille à la même heure. Comme il est très rare qu'il neige ou pleuve entre minuit et 7h du matin, cette valeur est affectée au jour précédent. Aucune lacune dans cette série de données n'est à déplorer depuis 1991.

D'un appareil à l'autre, les dispersions observées sur les mesures sont de l'ordre de 20% et indépendantes de l'altitude. De plus, elles sont dues aux différences de matériel. En effet, le pluviomètre de la Plataforma de surface de captation 314 cm² semble moins adapté pour collecter la neige que les pluviomètres totalisateurs de surface de captation bien supérieure. Pour évaluer cette différence, un pluviomètre totalisateur a été installé à côté du pluviomètre de la Plataforma en septembre 1994, et ce dernier présente une sous-estimation systématique des précipitations de l'ordre de 20%. Pour la suite, nous appliquerons systématiquement une correction de +20% aux mesures de précipitations du pluviomètre classique de la Plataforma. De plus, le site semble avoir une influence notable sur ces dispersions de mesures. Par exemple, le pluviomètre situé à 5080 m, bien abrité au pied d'une paroi rocheuse, présente des valeurs toujours supérieures (de l'ordre de 10%) à celui situé au sommet de la moraine à 5165 m, dans une zone ventée. Aussi, bien que le pluviomètre à 5080 m soit plus éloigné de la SMA à 5150 m, nous l'avons préféré à son voisin de 5165 m pour fournir une estimation des précipitations sur le site de la station, qui est aussi un site abrité et peu venté. Nous avons par ailleurs considéré que les précipitations mesurées à la Plataforma et corrigées de leur erreur systématique donnaient une bonne estimation des précipitations du glacier. Ces valeurs présentent l'avantage d'être journalières et sans lacunes.

- **Station météorologique automatique à 5150 m**

Cette étude de bilan d'énergie ne traite que des données météorologiques recueillies par la SMA à 5150 m. Cette station fonctionne depuis le 28 mars 1996. Elle est située au centre du glacier, sous la falaise du Pic Milluni, sur un plateau quasiment horizontal, au pied de la grande chute de séracs descendant du plateau supérieur à 5500 m (Figure 2.1). Orientée au Sud-Est, elle est éclairée par le Soleil dès le lever du jour. L'après-midi, elle se trouve à l'ombre du Pic Milluni vers 15h30-16h00 selon la saison.

Les différentes mesures sont réalisées dans la couche limite de surface par des capteurs Campbell, fabriqués au Royaume Uni. La Figure 2.2 est une représentation schématique de cette station automatique et permet de localiser les différents capteurs. Toutes les 15 secondes, la SMA réalise une mesure et enregistre les moyennes demi-

horaires et journalières de diverses variables météorologiques, ainsi que des maxima ou minima journaliers. Le Tableau 2.2 est un récapitulatif des mesures effectuées, des appareils utilisés avec la précision affichée par le constructeur et de leur situation sur la SMA.

Tableau 2.2. : Liste des capteurs de la SMA à 5150 m

Quantité mesurée	Type de capteur	Hauteur, cm	Précision
Température de l'air, °C	Thermocouples Cu-Cst*	30 et 180	±0.3°C
Pression de vapeur, hPa	Thermocouples Cu-Cst (mèche humide)	30 et 180	±0.3 hPa
Vitesse de vent, m s ⁻¹	Campbell Met One, et 05103-Young	30 et 180	±1.5%
Direction du vent, °	Campbell 05103-Young	30 et 180	±3°
Radiation courtes longueurs d'onde incidente, W m ⁻²	Campbell SP1100 et Li-Cor (0.35 < λ < 1.1 μm)	100	±3%
Radiation courtes longueurs d'onde réfléchie, W m ⁻²	Campbell SP1100 et Li-Cor (0.35 < λ < 1.1 μm)	100	±3%
Radiation nette, W m ⁻²	Bilanmètre Q-6 (0.25 < λ < 60 μm)	100	de ±3% à ±10%**
Température de la neige/glace, °C	Thermocouples Cu-Cst	-20, -30, -50, -70, -100, -150, -270	±0.5°C
Ablation, cm	Sonde à ultrasons, UDG01	environ 200	±1 cm

* Cu-Cst sont les symboles pour Cuivre et Constantan.

** La précision varie selon l'horizontalité du capteur.

Sur un glacier, à cause du fort pouvoir réfléchissant de la neige/glace, il est indispensable de protéger correctement les thermomètres contre les radiations, et de les ventiler à l'aide d'une aspiration d'air permanente [Hardy *et al.*, 1998]. Pour réaliser ces mesures de température et d'humidité de l'air, nous avons utilisé des psychromètres mis au point par l'INRA, équipés de 2 thermocouples, l'un à mèche sèche, l'autre à mèche humide. Ces thermocouples sont à l'intérieur de 2 cylindres blancs emboîtés, de diamètres respectifs 8 et 12 cm, et couverts par un disque blanc de diamètre 30 cm (Figure 2.3). Une aspiration d'air de 4 m s⁻¹ est assurée à l'intérieur de ces cylindres par des petits ventilateurs situés sous les thermocouples, alimentés en énergie par une batterie (12 V/100 Ah) reliée par un panneau solaire de puissance 43 W.

La radiation peut aussi perturber les mesures de température dans le manteau neigeux. Aussi, les thermocouples placés en mars 1996 dans la neige à -20, -30, -50, -70 et -100 cm étaient protégés de la radiation courtes longueurs d'onde par des cylindres blancs horizontaux de diamètre 30 cm, et longueur 40 cm. Ceux placés dans la glace à -150 et -270 cm étaient suffisamment profonds pour s'affranchir de cette protection. Pour augmenter l'inertie thermique de ces capteurs, et éviter une conduction de la chaleur à travers le fil, depuis la surface, ces thermocouples étaient collés sur une plaque métallique blanche de 5 cm x 5 cm.

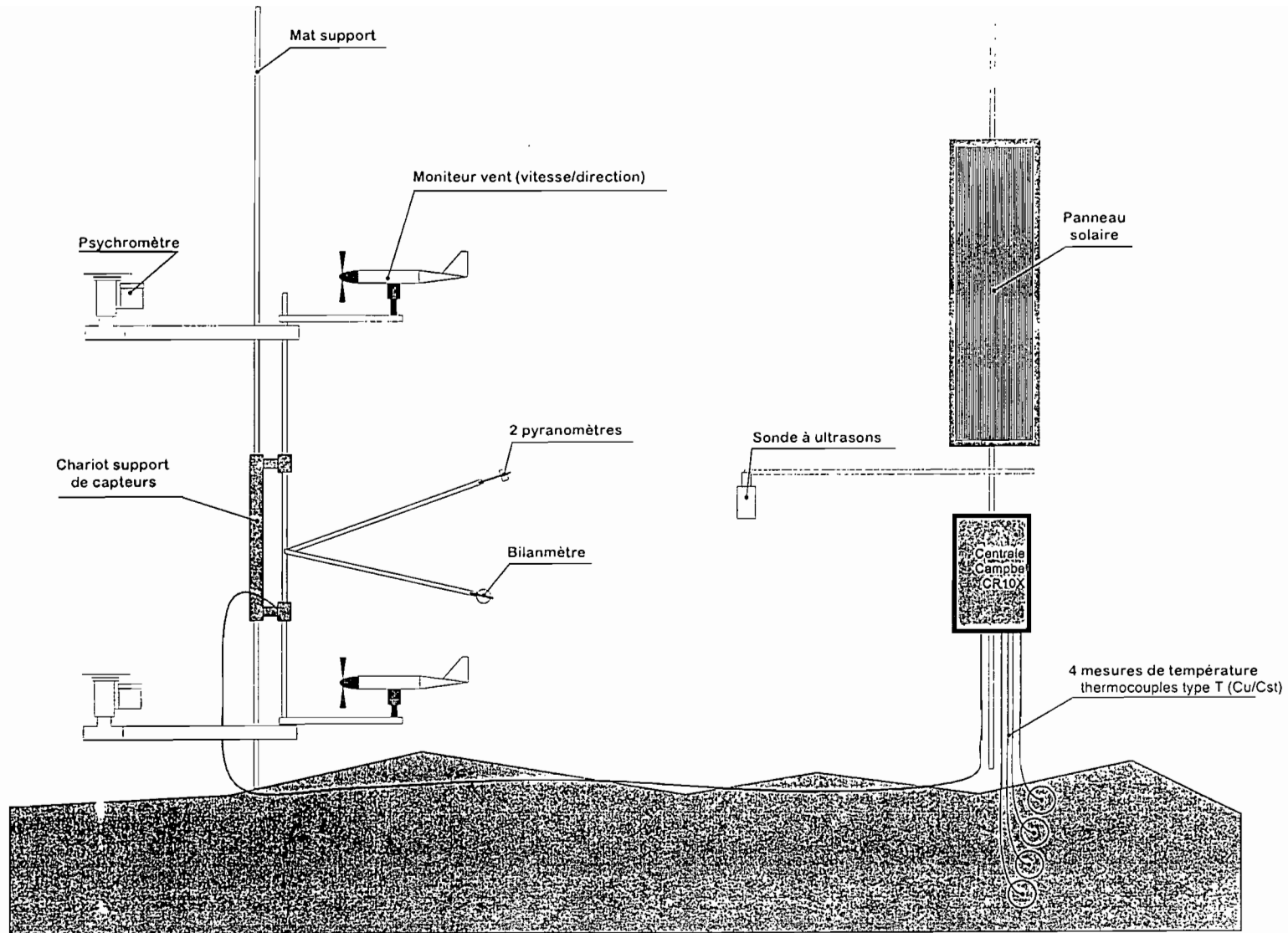


Figure 2.2. Schéma de la station météorologique automatique (SMA) installée à 5150 m

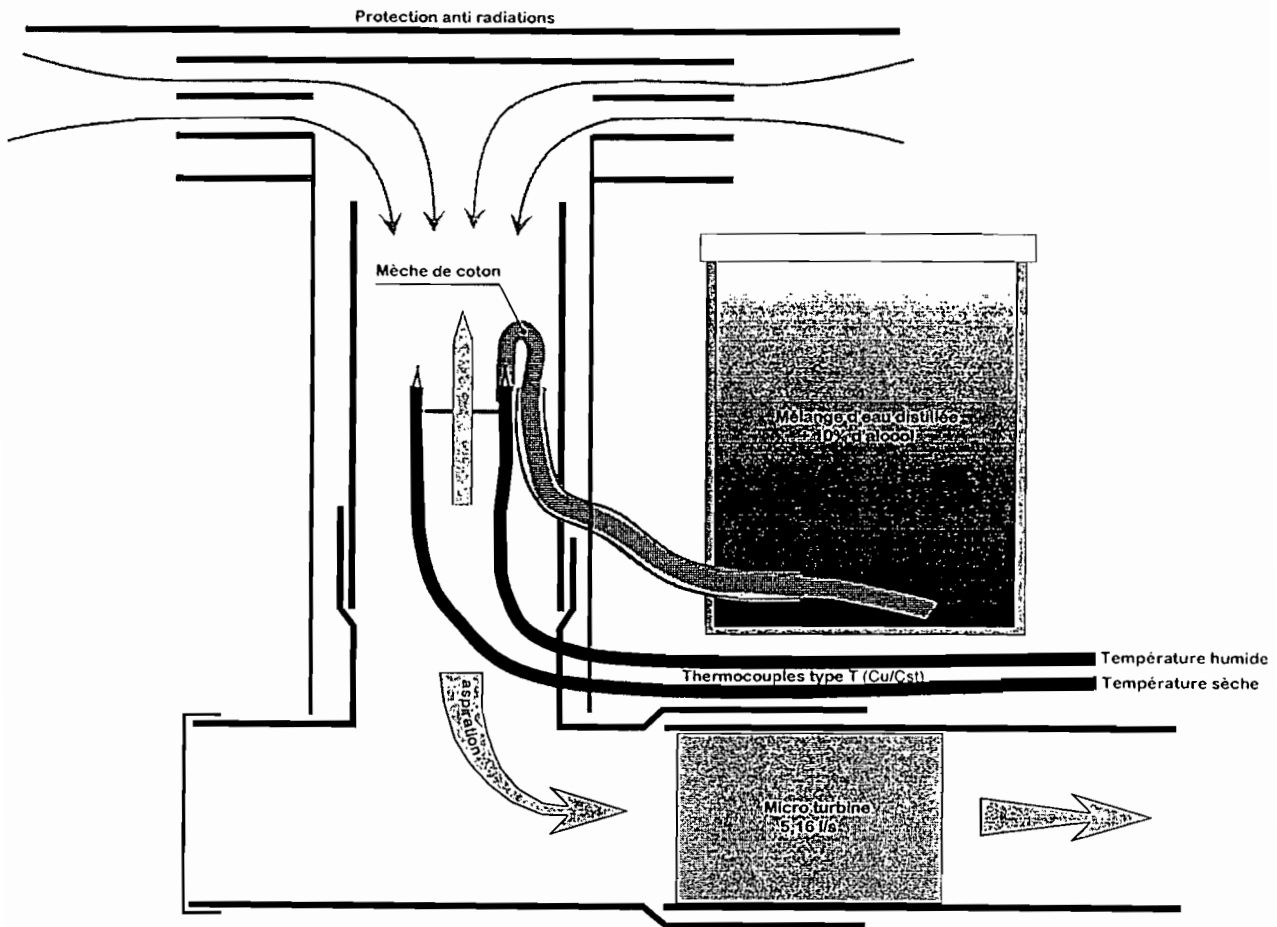


Figure 2.3. Schéma d'un psychromètre à aspiration d'air mesurant les températures sèche et humide à 5150 m

En mars 1996, la plupart de ces capteurs étaient neufs et calibrés. Cependant, de façon à s'assurer de la bonne précision de ces appareils, de nombreuses intercomparaisons entre capteurs de même type ou de types différents ont été menées au cours de cette longue campagne de mesure (intercomparaisons entre anémomètres Young et Met One, entre bilanmètres Campbell Q-6 et Q-7, entre sondes Platine de température et thermocouples, entre psychromètres manuel et INRA, etc.). Tous les 10 jours environ, une visite de routine à la station permettait de récolter les données, de réajuster les hauteurs et l'horizontalité des appareils, de réaliser ces intercomparaisons, de remplir les réservoirs des psychromètres pour la mèche humide et de s'assurer du bon fonctionnement de la station et de ses appareils. Cependant, nous n'avons pu éviter certaines lacunes dans les données répertoriées dans le Tableau 2.3. La période de mesure entre le 28 mars 1996 et le 31 août 1998 totalise 811 jours de données météorologiques exploitables pour le calcul du bilan d'énergie local à 5150 m, et 75 jours de lacunes dans ces données.

Tableau 2.3. : Périodes de lacunes de données de la SMA à 5150 m

Dates	Jours perdus	Raison de cette lacune
27/05-05/06/96	10	Panne de batteries de la centrale
06/07-18/07/96	13	Panne de batteries de la centrale
29/08-31/08/96	3	Tempête de neige - capteurs recouverts, anémomètres bloqués
12/09-19/09/96	8	Révision des psychromètres, changement des ventilateurs
07/01-21/02/97	46*	Débranchement accidentel du bilanmètre
16/02-18/02/97	3	Forte accumulation - capteurs inférieurs recouverts
26/07-02/08/97	8	Erreur de l'opérateur à la décharge des données
16/12-19/12/97	4	Dysfonctionnement de la centrale
23/01-11/02/98	20	Dysfonctionnement de la centrale
04/03-07/03/98	4	Dysfonctionnement de la centrale
15/04-16/04/98	2	Réorganisation de la station - changement de centrale

* Le bilan d'énergie a pu être établi pendant cette période en recalculant R à l'aide de SW↓, SW↑, et T.

• Fiabilité des mesures à 5150 m, et corrections effectuées

Mis à part les pannes des capteurs ou de la centrale d'acquisition fréquentes dans ces conditions rudes qui entraînent la perte complète des données, il est difficile de tester la fiabilité des mesures dans cet environnement glaciaire de très haute montagne, surtout lorsqu'il s'agit de longues séries comme il est question ici. Les problèmes sont liés au milieu montagnard (givre, accumulation de neige sur les capteurs, gel des appareils, etc.) et au milieu glaciaire. En effet, effectuer des mesures météorologiques au-dessus d'une surface de neige/glace est une opération délicate, notamment en ce qui concerne les températures, les pressions de vapeur ou les radiations, facilement perturbées par l'intense radiation courtes longueurs d'onde qui règne dans cet environnement [Équipes de M. Kuhn (Innsbruck) et J. Oerlemans (Utrecht), communications personnelles, 1996 et 1998]. Aussi, bien que cette SMA fonctionne depuis octobre 1993, les mesures de température et d'humidité de l'air ne sont utilisables que depuis le 28 mars 1996, date de l'installation des psychromètres munis de thermocouples ventilés (Tableau 2.1). Pour apprécier la fiabilité des mesures, nous avons réalisé des intercomparaisons entre capteurs comme nous l'évoquions précédemment, et nous avons effectué des séjours de plusieurs jours et nuits sur le site de la SMA, séjours mis à profit pour compléter les mesures de cette station (cf. section suivante). L'analyse des mesures enregistrées ainsi que ces contrôles directs sur le terrain nous ont permis de relever des situations particulières où certaines mesures sont perturbées. Le Tableau 2.4 récapitule les variables météorologiques enregistrées par la SMA à 5150 m, les situations pour lesquelles ces variables risquent de perdre en fiabilité, et les corrections éventuelles qui ont été réalisées dans ces cas.

En conclusion, les mesures qui présentent les plus fréquents problèmes de fiabilité sont la radiation courtes longueurs d'onde incidente, la radiation nette toutes longueurs d'onde, principalement en saison humide, le matin, pendant 2 à 3 heures, et aussi l'humidité toutes les nuits de l'année. Pour les radiations, des corrections tout à fait justifiées sont appliquées systématiquement et permettent donc de conserver l'intégralité de la série de mesures. Par contre, aucune correction n'est possible pour l'humidité au cours de la nuit. Par conséquent, il faudra garder à l'esprit pour la suite de l'étude, que ces mesures d'humidité nocturne sont légèrement surestimées. Il n'est pas possible de

calculer un ordre de grandeur de la précision de ces mesures nocturnes, mais celui-ci doit probablement être moyen ($\approx \pm 10\%$). En ce qui concerne la direction du vent, avant le 16 janvier 1998, nous stockions les moyennes demi-horaires. Or, si le vent vient du Nord, la girouette oscille entre 340° et 20° , la moyenne donne 180° , exactement la direction opposée à la direction réelle ! Il nous a fallu près de 2 ans pour comprendre qu'il valait mieux enregistrer les valeurs instantanées chaque demi-heure !

Tableau 2.4. Perte de fiabilité de certaines variables météorologiques enregistrées par la SMA et correction éventuelle

Variable	Situation entraînant perte de fiabilité Occurrence du problème	Correction effectuée
T	Mauvaise aspiration d'air (c'était le cas avant l'installation de la batterie en série avec le panneau solaire, le 12/09/96). Toutes les nuits, ou périodes couvertes avant 12/9	Correction inutile (ventilation efficace quand $SW\downarrow$ est forte). De toutes façons, les mesures effectuées avant le 12/09/96 ne seront pas au centre de cette étude.
RH, e	Idem à T + problème de gel de la mèche humide la nuit. Toutes les nuits, et quelques jours froids (saison sèche)	Aucune correction. Malgré la ventilation permanente 24h/24, les mesures nocturnes restent probablement un peu trop élevées.
u	Problèmes de gel certaines nuits, surtout en saison humide. Très souvent, seul un des capteurs est perturbé. 15 jours concernés sur l'ensemble	Élimination des mesures fausses c'est-à-dire restant nulles ou anormalement faibles (en comparaison du second capteur) sur plusieurs heures.
Direction	Le mât de soutien de la SMA a parfois pivoté sur lui-même, décalant ainsi l'origine des directions du Nord géographique réel. 3 mois concernés sur l'ensemble	Élimination des données entre deux visites de routine, où l'on s'est aperçu du problème. Des erreurs supplémentaires de stockage font que les mesures ne sont utilisables que depuis le 16/01/98.
$SW\downarrow$	Capteur couvert de neige en saison humide Ceci ne concerne que 2 à 3 heures au maximum, pour 3 jours sur 4 de la saison humide	Correction systématique en prenant un albédo de 0.9 : $SW\downarrow = SW\uparrow / 0.9$
$SW\uparrow$	Aucun problème rencontré	
R	Capteur couvert de neige en saison humide ou coupole givrée le matin. 2 à 3 heures au maximum, au lever du jour, pour 9 jours sur 10 en saison humide, et 1 sur 5 en saison sèche	Correction systématique en reproduisant la forme de la courbe pour les jours sans problème, aux jours perturbés. Ceux-ci présentent un pic très négatif anormal au lever du soleil ($R < -150 \text{ W m}^{-2}$).
T_i	Émergence des thermocouples en surface, influence de la radiation $SW\downarrow$ Perte complète de données entre sept.97 et avril 98	Dès qu'une sonde présente des valeurs positives, ses mesures suivantes sont éliminées.

2.1.3.2. Mesures complémentaires à 5150 m

Pour améliorer notre connaissance de la météorologie sur le site de la SMA à 5150 m de façon à pouvoir calculer un bilan d'énergie le plus complet et précis possible, nous avons jugé utile de réaliser un certain nombre de mesures complémentaires lors de missions

prolongées sur le terrain. Ces missions se sont déroulées pendant la saison sèche (22-28 août 1996 ; 19-27 mai 1997 ; 31 juillet - 12 août 1997 ; 10-14 avril 1998) et pendant la saison humide (13-18 novembre 1996 ; 1-8 mars 1997 ; 1-10 octobre 1997 ; 26-30 mars 1998).

Ces séjours sur le glacier étaient destinés à contrôler la SMA et aussi à réaliser le plus possible d'observations qualitatives pour mieux comprendre la micrométéorologie locale : régimes de vent, types de temps, état de surface, types de nuages, heures de début et fin de fusion superficielle, etc. La nébulosité était estimée en dixièmes toutes les 15 minutes la journée et 2 heures la nuit.

Nous avons aussi mesuré la température de surface toutes les 2 heures, à l'aide de sondes Platine de température collées sur des plaques métalliques blanches de 5 cm x 5 cm, posées à la surface, et recouvertes d'une fine pellicule de neige. Lorsqu'elles étaient exposées à la radiation solaire la journée, ces sondes présentaient régulièrement des valeurs positives, ce qui est irréaliste. Néanmoins, la nuit, ce système a permis de nous donner une évolution des températures avec une précision estimée à $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$. La journée, dès que commençait la fusion superficielle, cette température de surface était fixée à 0°C .

La sublimation locale a pu être obtenue grâce à un réseau de 10 lysimètres. Le terme de "lysimètre" désigne un bol plastique translucide à fond plat, rempli de neige/glace et enfoui dans la neige jusqu'à son bord supérieur, de façon à ne laisser en contact avec l'atmosphère que la surface de neige/glace qui doit représenter au mieux les surfaces avoisinantes. Nous avons utilisé deux types de lysimètres, 7 ronds de surface 165 cm^2 , profondeur 10 cm, et 3 rectangulaires de surface 395 cm^2 , profondeur 10 cm. Toutes les 4, 8 ou 12 heures, ces lysimètres étaient pesés à l'aide d'une balance précise au gramme, ce qui correspond à une précision de $\pm 0.061\text{ mm}$ pour les lysimètres ronds, et $\pm 0.025\text{ mm}$ pour les rectangulaires. Ce système particulièrement simple n'a pas permis de mesurer la sublimation sur une échelle de temps de 4h car les pertes de masse restaient inférieures à la précision de la balance. Par contre, les résultats sont acceptables à l'échelle de la journée, et la précision est estimée à $\pm 0.05\text{ mm}$. Malheureusement, ce système ne peut fonctionner lors de chutes de neige, et les mesures de sublimation en saison humide sont rares. La sublimation a toutefois pu être mesurée entre les chutes de neige, et nous avons estimé qu'elle était nulle pendant.

Au cours de ces missions prolongées, un réseau de 12 balises en PVC blanc mesurées matin et soir fournissait l'ablation ou l'accumulation semi-journalière sur le site. Ces mesures étaient bien sûr accompagnées de mesures de densité de neige à l'aide d'un cylindre métallique de volume 550 cm^3 , et de la balance de précision.

Pour mesurer la fusion journalière sur le site, nous avons imaginé un système appelé "boîte à fusion". Cette double boîte blanche se compose d'une boîte inférieure étanche, de dimensions 50 x 50 x 20 cm. Une seconde boîte supérieure de dimensions 50 x 50 x 15 cm vient s'encaster dans la première. Le fond de cette boîte supérieure est constitué de 3 couches de grillage de maillage 1 mm. La "boîte à fusion" est enfouie dans la neige à la manière des lysimètres, la boîte supérieure qui affleure juste à la surface étant remplie de neige. Lorsque la neige fond, l'eau percole à travers le manteau neigeux de la boîte supérieure, traverse le grillage et est collectée dans la boîte inférieure. Ainsi, il suffit chaque matin de récolter l'eau de la boîte inférieure pour obtenir la fusion totale de la veille.

Enfin, depuis mars 1997, une nouvelle centrale automatique Campbell munie de 7 thermocouples Cu-Cst, correctement ventilés et protégés de la radiation, et positionnés à 0, 10, 20, 30, 40, 50 et 100 cm au-dessus de la surface, a fourni des profils de température très détaillés. Toutes les 5 secondes, une mesure de température était réalisée pour stocker des moyennes toutes les 5 minutes. La température de référence des thermocouples était donnée par un bain thermostaté à 0°C (mélange de glace et eau) ; la précision sur les mesures est estimée à $\pm 0.3^\circ\text{C}$.

Lors de ces missions prolongées sur le glacier, nous avons constaté que la pression sur le site variait peu (altimètre Avocet), et une valeur constante de 540 hPa a été adoptée pour toute la période d'étude. De même, *Hardy et al.* [1998] ont mesuré une amplitude annuelle de la pression barométrique très réduite au sommet du Sajama (6542 m), plus haut volcan de Bolivie. Le Tableau 2.5 est un récapitulatif des observations et mesures complémentaires menées lors de ces missions de terrain.

Tableau 2.5. : Mesures complémentaires des missions prolongées

Mesures qualitatives	Mesures quantitatives - Appareils et fréquences de mesures	
Régimes de vent	Nébulosité	estimée par l'observation (15 min)
Types de temps	Température de surface	sondes Platine (2h)
État de surface du glacier	Sublimation	10 lysimètres (24h)
Types de nuages	Fusion	boîte à fusion (24h)
Heures de début/fin de fusion	Ablation/accumulation	12 balises, et densité (12h)
	Profil détaillé de température	SMA, et thermocouples (5 min)
	Pression atmosphérique	Avocet - 540 hPa

2.1.3.3. Mesures hydrologiques et glaciologiques

Ce sont les premières mesures que l'IRD ait réalisées sur le bassin versant du Glacier Zongo, à partir de juillet 1991.

• Mesures hydrologiques

Un limnigraphe Ott 20 à bande papier enregistre en continu les hauteurs d'eau du torrent émissaire au niveau de la station limnimétrique à 4830 m. Cette station possède un déversoir en V qui permet un étalonnage précis pour convertir ces hauteurs d'eau en débit. Des pannes du limnigraphe, des travaux de nettoyage de la station limnimétrique ou des problèmes divers ont entraîné des pertes de données plus ou moins fréquentes. Les plus longues périodes de lacunes sont les suivantes : 08-15/03/92 ; 04-22/09/92 ; 27/10-17/11/93 ; 09-17/06/94 ; 22-28/06/94 ; 30/12/94-05/01/95 ; 31/01-05/02/96 ; 23/02-01/03/96 ; 06-26/07/97 ; 07/08-04/09/97 ; 02-11/03/98. Au total, près de 7 mois de données manquent entre septembre 1991 et août 1998.

• Mesures glaciologiques

Un réseau de balises situées entre le front et 5200 m, dont l'émergence est mesurée chaque début de mois, permet de calculer un bilan glaciologique mensuel détaillé pour la zone d'ablation (Figure 2.1). De plus, des mesures d'accumulation (entre 5500 et 5700 m) sont effectuées en fin de saison humide (avril) et en fin d'année hydrologique (août), et permettent d'avoir le bilan spécifique annuel du glacier. Il faut noter cependant que, du fait de la difficulté d'accès, aucune mesure n'est réalisée dans la chute de séracs

Une étude de bilan d'énergie doit toujours débiter par une analyse approfondie de la climatologie locale [e. g. Marks *et al.*, 1992 ; Van den Broeke *et al.*, 1994 ; Bintanja & Van den Broeke, 1995 ; Takeuchi *et al.*, 1995a]. Aussi, ce chapitre traite des conditions météorologiques rencontrées sur le bassin versant du Glacier Zongo, en accordant une attention particulière aux données météorologiques collectées par la SMA à 5150 m. Il faut donc distinguer la climatologie à l'échelle du glacier que nous traiterons brièvement au travers des mesures de précipitations, de la climatologie ponctuelle sur le site de la SMA qui retiendra plus notre attention.

2.2.1.1. Variabilité interannuelle

91-92:827mm 92-93:1099 93-94:1145 94-95:868 95-96:949 96-97:1141 97-98:787

350
300
250
200
150
100
50
0

Précipitation (mm)

sep-91 sep-92 sep-93 sep-94 sep-95 sep-96 sep-97

Figure 2.4. Précipitations mensuelles mesurées à 4770 m (Sept. 1991 - Août 1998)

2.2.1.2. Saison humide, saison sèche

Situé juste sur la position la plus méridionale de l'ITCZ, le Glacier Zongo est soumis à un climat tropical humide une partie de l'année, et à un climat subtropical aride le reste du temps [Kaser, 1996] (Figure 1.1). Il fait partie de la zone tropicale externe comme définie par Kaser *et al.* [1996] (cf. Chapitre 1). Contrairement aux latitudes tempérées, le climat est déterminé par des masses d'air homogènes, et par une oscillation de cette ITCZ. Entre mai et août, l'ITCZ est au Nord de l'Équateur déplaçant avec elle la ceinture anticyclonique localisée à la latitude du Tropique du Capricorne, qui se retrouve centrée sur la Bolivie. Ce pays jouit alors d'un climat subtropical aride, c'est la saison sèche. Au contraire, entre octobre et mars, l'ITCZ repasse dans l'hémisphère Sud, jusqu'à la latitude du Glacier Zongo qui se trouve alors soumis à un climat tropical humide. C'est la saison des pluies qui coïncide avec les flux intertropicaux d'Est apportant de la vapeur d'eau depuis l'Atlantique et l'Amazonie [Roche *et al.*, 1990 ; Vuille *et al.*, 1998].

D'après la Figure 2.4, près de 85% des précipitations annuelles ont lieu lors de la saison humide, entre octobre et mars, et environ les deux tiers tombent entre novembre et février. Pendant cette saison, du fait de l'intense évaporation au-dessus de l'Amazonie, les masses d'air qui se déplacent d'Est en Ouest le long de l'ITCZ, sont fortement chargées en humidité. Lorsqu'elles abordent la barrière des Andes, elles s'élèvent, leur température diminue, la pression de vapeur saturante chute et il y a précipitation. Les maxima de précipitations ont lieu dans la frange d'altitude 1000-2000 m où il n'est pas rare d'avoir des valeurs annuelles de précipitations dépassant les 3 m d'eau. Ensuite, le gradient de précipitation avec l'altitude devient négatif car les masses d'air qui s'élèvent encore ont déjà perdu la majeure partie de leur contenu en vapeur d'eau. Ainsi, au niveau de la Plataforma, à 4770 m, les valeurs annuelles sont de l'ordre de 1 m d'eau (Figure 2.4). Sur le bassin versant du Glacier Zongo, le dispositif de mesures ne permet pas d'évaluer le gradient de précipitation en fonction de l'altitude. Pendant la saison sèche (mai à août), la Bolivie est sous l'influence des solides anticyclones tropicaux qui maintiennent une forte stabilité de la couche limite atmosphérique sur les Andes boliviennes. L'advection des masses d'air amazoniennes humides est largement freinée, le temps est stable avec une nébulosité nulle le plus souvent. En juillet et août, le passage de rares fronts froids peut entraîner des chutes de neige conséquentes sur le glacier pendant quelques jours [Ribstein *et al.*, 1995 ; Hardy *et al.*, 1998 ; Vuille, Sous presse].

2.2.1.3. Cycle journalier des précipitations

Au niveau de la zone d'ablation du glacier, jusqu'à l'altitude de la SMA à 5150 m, les précipitations présentent habituellement un cycle journalier lié aux phénomènes convectifs qui se développent chaque jour sur le bassin amazonien. Le matin, en saison des pluies, la surface du sol est rapidement réchauffée par le Soleil ce qui favorise le brassage thermique de l'atmosphère au-dessus des Yungas. Ce brassage de plus en plus intense en fonction de l'avancement de la journée, permet à la couche limite atmosphérique de se développer verticalement sur plusieurs kilomètres [Oke, 1987]. L'air humide des Yungas s'élève alors par advection jusqu'au niveau du glacier. Vers 10-11h, celui-ci est progressivement envahi par le brouillard qui remonte depuis l'aval en empruntant la vallée du Zongo orientée à l'Est, et il commence alors à neiger. Lorsque la nuit arrive vers 19h, la source de chaleur disparaît, la convection thermique s'arrête et l'épaisseur de la couche limite atmosphérique se réduit brutalement à environ 100 m au niveau des Yungas. Du fait de la stabilité de l'atmosphère, l'advection des masses d'air humide cesse progressivement et le ciel s'éclaircit lentement au-dessus du glacier. Aux

alentours de minuit, l'atmosphère redevient claire et dès le lever du soleil, les cumulus se développent à nouveau, et le cycle recommence. La Figure 2.5 est une illustration de ce cycle journalier des précipitations, pour la courte période allant du 3 au 6 janvier 1995 (les précipitations sont ici enregistrées sur le site de la station limnimétrique, par un pluviomètre à augets basculeurs Campbell qui n'a malheureusement pas fonctionné après février 1995). Les précipitations ne sont pas mesurées sur le glacier mais le cycle y est identique.

Pendant la saison sèche, l'atmosphère reste stable jour et nuit, même au niveau des Yungas et ainsi, l'air humide ne peut pas envahir le glacier. Il arrive que du brouillard vienne couvrir la zone la plus basse du glacier, mais le plus souvent, sans donner de précipitations. Quelle que soit la période de l'année, il ne pleut jamais sur le glacier, les précipitations se présentent toujours sous forme solide.

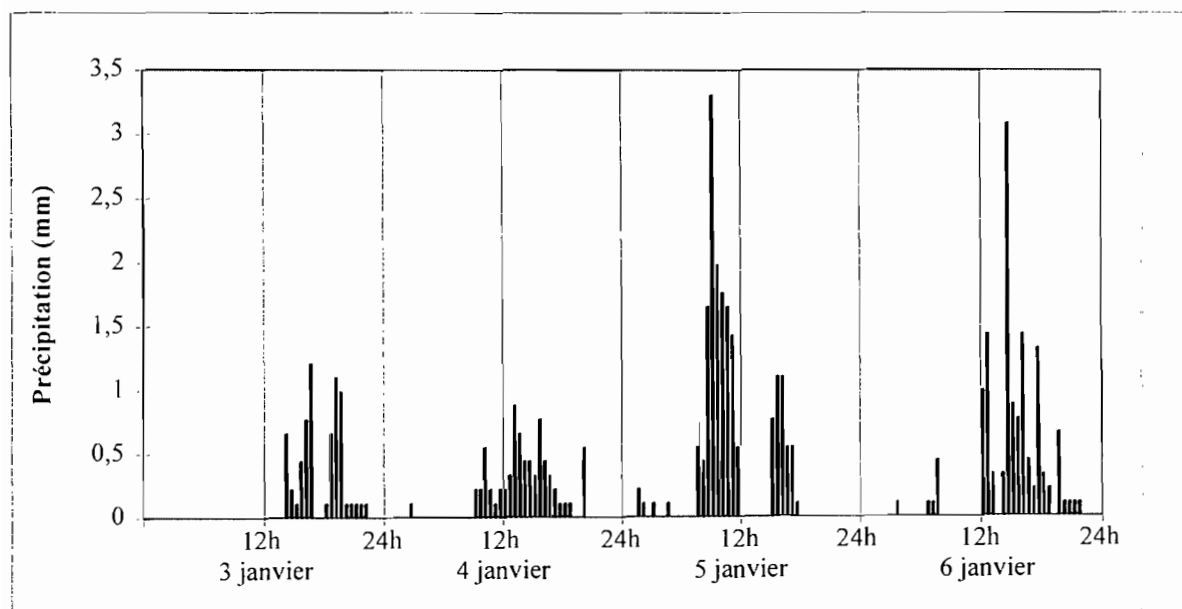


Figure 2.5. Cycle journalier des précipitations mesurées à 4830 m (3 au 6 janvier 1995)

2.2.2. Conditions météorologiques à 5150 m

Cette section traite des variables météorologiques enregistrées par la SMA à 5150 m, dans la couche limite de surface au-dessus du glacier. Sur la période entre le 28 mars 1996 et le 31 août 1998, nous nous concentrerons sur les deux cycles hydrologiques 1996-97 et 1997-98, en commençant par les conditions de température, d'humidité et de vent rencontrées sur le site de la SMA, pour ensuite décrire les mesures de radiations. Pour terminer, nous parlerons des mesures de températures dans la neige/glace.

2.2.2.1. Température de l'air, humidité et vent

La Figure 2.6 montre les variations temporelles (valeurs journalières et moyenne mobile sur 15 jours) de la vitesse du vent u (mesure à 180 cm au-dessus de la surface), température de l'air T , humidité relative RH et humidité spécifique q (mesures à 30 cm au-dessus de la surface). Le Tableau 2.6 donne les moyennes annuelles et les valeurs journalières extrêmes des deux cycles hydrologiques représentés, 1996-97 et 1997-98, ainsi que des saisons sèches et humides de chaque cycle. Bien que la saison humide

2.2. Analyse climatique

comporte 6 mois (octobre à mars), nous avons préféré donner des moyennes calculées sur 4 mois seulement (novembre à février) de façon à comparer plus aisément ces moyennes avec celles de la saison sèche qui dure aussi 4 mois (mai à août).

Tableau 2.6. Moyennes et extrêmes annuels et saisonniers de la température de l'air, l'humidité et la vitesse du vent à 5150 m

Cycle 1	Sept. 96 - Août 97			Nov. 96 - Fév. 97			Mai 97 - Août 97		
Quantité	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.
$T, ^\circ\text{C}$	-6.93	-1.84	2.25	-2.00	-0.26	2.25	-6.93	-3.84	-1.76
$u, \text{m s}^{-1}$	0.36	2.35	7.34	0.36	1.88	4.86	1.46	2.85	7.34
$RH, \%$	54.9	82.2	100	61.4	84.0	95.2	65.1	82.7	100
$q, \text{g kg}^{-1}$	3.63	5.08	6.80	4.18	5.80	6.80	3.63	4.37	5.57
Cycle 2	Sept. 97 - Août 98			Nov. 97 - Fév. 98			Mai 98 - Août 98		
Quantité	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.
$T, ^\circ\text{C}$	-6.18	-0.54	6.61	-1.53	1.06	3.61	-6.18	-2.56	1.12
$u, \text{m s}^{-1}$	0.26	1.99	4.80	0.39	1.63	3.86	0.49	2.41	4.80
$RH, \%$	56.4	81.6	100	56.4	81.5	97.5	66.3	82.2	100
$q, \text{g kg}^{-1}$	3.87	5.54	7.04	4.25	6.17	7.04	3.87	4.78	5.78

Remarque : Les moyennes qui figurent dans ce tableau sont les moyennes des valeurs mensuelles, et non les moyennes des valeurs journalières, ceci pour atténuer l'effet des périodes de lacune qui tend à déséquilibrer certaines moyennes saisonnières ou annuelles. De toutes façons, comme les lacunes sont peu nombreuses sur la période complète, la différence ne porte que sur le troisième chiffre significatif (cf. Wagnon et al. [1999], en Annexe, qui présente les moyennes annuelles comme moyennes des valeurs journalières).

Les minima et maxima des températures de l'air qui figurent dans le Tableau 2.6 confirment que le Glacier Zongo est situé à l'intérieur de la délimitation thermique de la zone intertropicale. En effet, l'amplitude thermique annuelle ΔT_a est de 9.2°C et 12.8°C respectivement pour les années hydrologiques 1996-97 et 1997-98 (calculée à partir des moyennes journalières), ce qui est en général inférieur à l'amplitude journalière ΔT_d qui atteint parfois des valeurs proches de 18°C (17.9°C le 3 novembre 1997, différence entre le maximum et minimum instantanés). ΔT_d , la moyenne de la différence de ces extrema instantanés, est de 11.0°C et 11.2°C pour les 2 cycles consécutifs. Le fait que ΔT_a et ΔT_d soient proches constitue une preuve supplémentaire de l'appartenance du Glacier Zongo à la zone tropicale externe.

• Comparaison saison humide, saison sèche

À la différence de la zone tropicale interne, la zone externe présente une amplitude thermique annuelle non négligeable, avec des températures de l'air plus faibles en saison sèche qu'en saison humide (Figure 2.6 et Tableau 2.6). La différence entre les moyennes de ces deux saisons est environ 3.5°C ce qui reste toutefois largement sous les écarts entre moyennes estivale et hivernale des latitudes moyennes. Il est donc inapproprié de parler d'été et d'hiver sur le Glacier Zongo, d'autant plus que lorsque l'on regarde les valeurs journalières, celles-ci montrent des fluctuations sur quelques jours qui peuvent atteindre facilement 6°C (surtout en saison sèche).

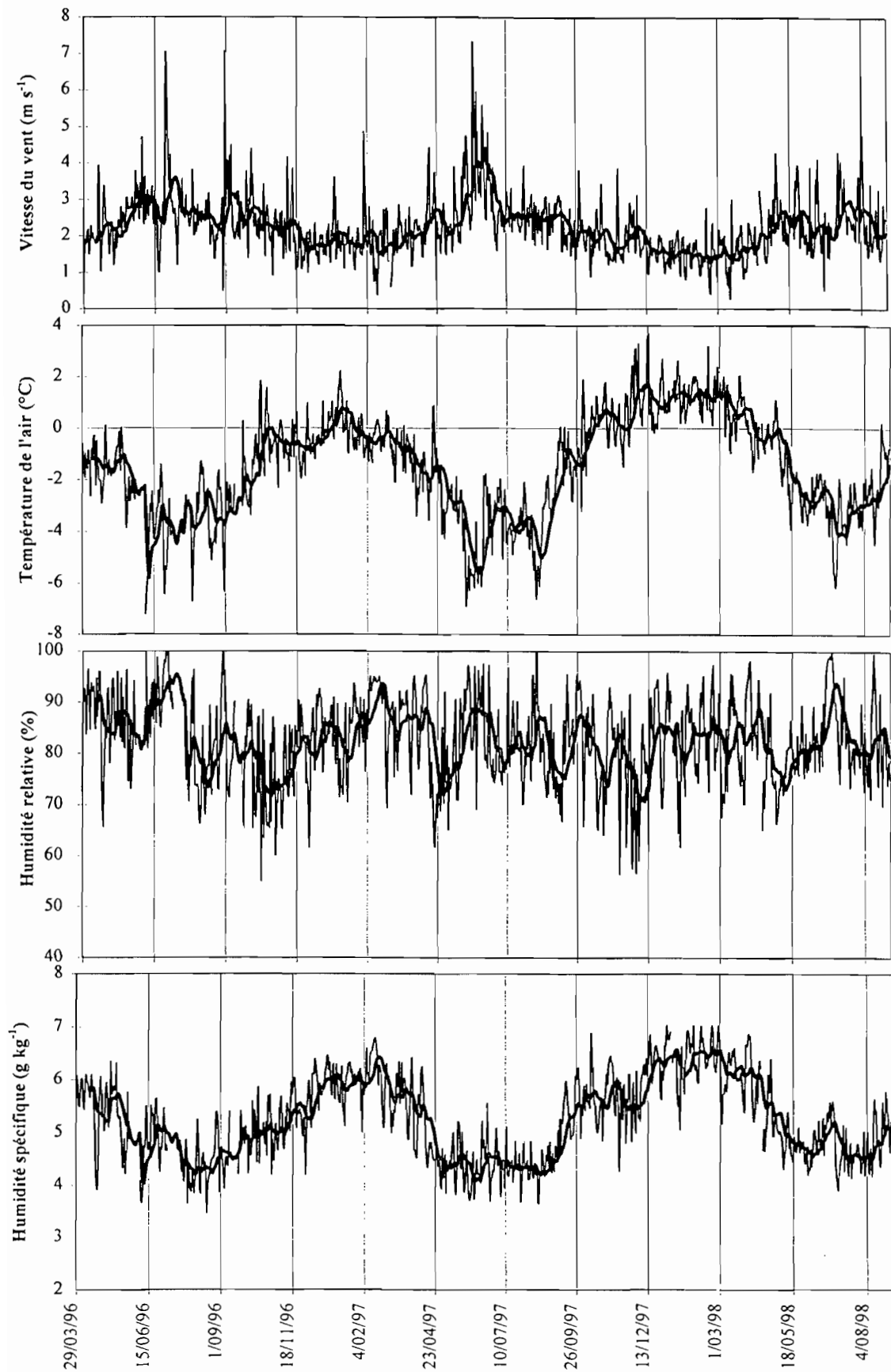


Figure 2.6. Valeurs journalières (trait fin) et moyennes mobiles sur 15 jours (trait épais) de la vitesse du vent, u , de la température de l'air, T , des humidités relative, RH et spécifique, q à 5150 m (Mars 1996 - Août 1998)

Si l'on ne s'attarde pas sur ses fluctuations à court terme, l'humidité relative reste élevée et à peu près constante d'une saison à l'autre (Figure 2.6 et Tableau 2.6). Cela peut paraître suspect à première vue, mais il faut se souvenir que cette variable météorologique est mesurée à 30 cm au-dessus de la surface du glacier qui constitue un réservoir fantastique de vapeur d'eau, quel que soit le type de temps observé. L'humidité spécifique présente quant à elle une saisonnalité plus marquée, en rapport avec la saisonnalité des températures (un volume d'air plus chaud pouvant contenir plus de vapeur d'eau). L'humidité spécifique de la saison humide est supérieure de 1.4 g kg^{-1} à celle de la période sèche pour les deux cycles.

Nous avons vu dans la section 2.1.3.1. que l'humidité nocturne est toujours légèrement surestimée et peu précise, du fait des problèmes de gel de la mèche des thermocouples humides. De façon à mieux se rendre compte de l'erreur commise sur RH et q la nuit, nous avons reporté uniquement les moyennes de la journée (entre 9h et 17h) sur la Figure 2.7 (pour T, RH, et q). De même, le Tableau 2.7 résume les moyennes et valeurs journalières extrêmes de chaque cycle et de chaque saison.

Tableau 2.7. Moyennes et extrêmes annuels et saisonniers de la température de l'air et de l'humidité à 5150 m, entre 9h et 17h chaque jour

Cycle 1	Sept. 96 - Août 97			Nov. 96 - Fév. 97			Mai 97 - Août 97		
Quantité	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.
T, °C	-4.61	1.36	6.18	-1.12	2.11	6.18	-4.61	0.27	2.93
RH, %	44.1	73.2	100	52.0	77.5	95.1	44.1	70.6	100
q, g kg ⁻¹	3.71	5.65	7.04	4.63	6.30	7.04	3.71	5.01	6.50
Cycle 2	Sept. 97 - Août 98			Nov. 97 - Fév. 98			Mai 98 - Août 98		
Quantité	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.
T, °C	-1.78	2.74	7.13	0.46	3.56	7.13	-1.78	1.59	4.96
RH, %	43.7	74.5	100	46.8	77.3	95.6	49.9	71.4	100
q, g kg ⁻¹	4.07	6.36	7.80	4.65	6.98	7.80	4.46	5.60	6.82

Remarque : cf. Tableau 2.6.

Lorsque l'on ne prend que les moyennes de la journée (9h - 17h), la température de l'air est déplacée de plus de 3°C vers les valeurs positives ce qui est logique et évident. Par rapport aux moyennes journalières établies sur 24h, la saisonnalité est légèrement atténuée avec une différence de température entre saisons de moins de 2°C alors qu'elle était de 3.5°C.

Comme les valeurs nocturnes, anormalement élevées, sont éliminées, l'humidité relative est plus faible de 7 à 9% en moyenne sur chaque cycle. Cette différence, finalement assez réduite, suggère que les valeurs nocturnes d'humidité ne sont pas aussi surestimées que ce que nous craignons. En outre, on voit que la saisonnalité est légèrement marquée avec une différence de 6 à 7% entre les deux saisons. Cette saisonnalité n'est pas flagrante, ce qui revient à dire que quels que soient les types de temps, l'humidité relative reste élevée car elle est mesurée au-dessus d'une source importante de vapeur d'eau.

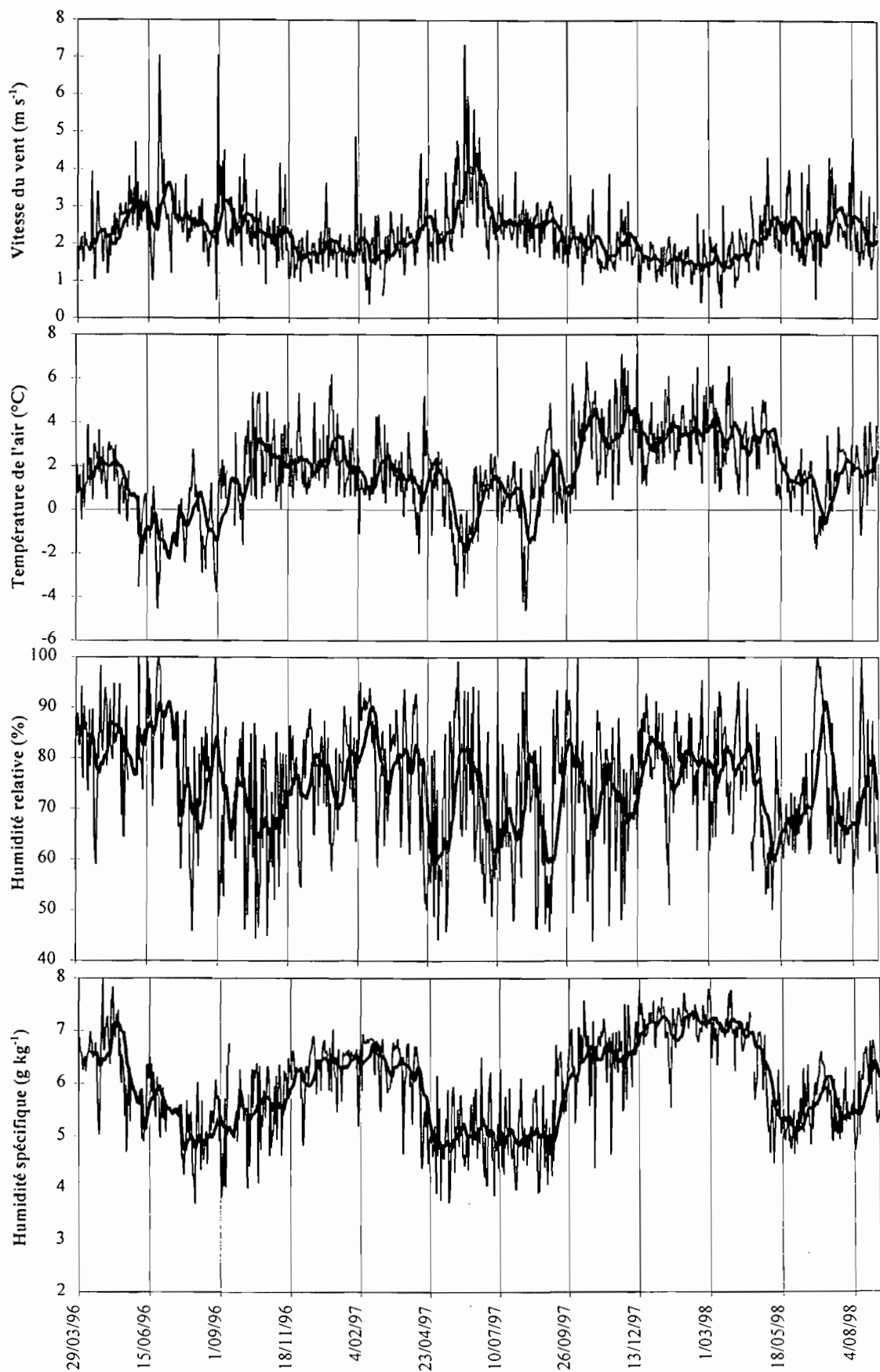


Figure 2.7. Moyennes entre 9h et 17h (trait fin) et moyennes mobiles sur 15 jours (trait épais) de la température de l'air, T , des humidités relative, RH et spécifique, q à 5150 m (Mars 1996 - Août 1998), et valeurs journalières de la vitesse du vent, u .

L'humidité spécifique quant à elle, cumule les saisonnalités des températures et de l'humidité relative, si bien qu'elle présente une saisonnalité un peu plus marquée que dans la Figure 2.6. Notamment, la transition entre saison humide et saison sèche est plus brutale.

Globalement, le Glacier Zongo est peu venté et le site de la SMA est particulièrement bien abrité, avec une moyenne annuelle de la vitesse du vent qui dépasse à peine les 2 m s^{-1} . Néanmoins, il existe une différence systématique de cette vitesse entre les deux saisons, celle en période sèche étant environ 1 m s^{-1} plus élevée (Figure 2.6 et Tableau 2.6). D'un jour à l'autre, les conditions peuvent changer radicalement avec des maxima dépassant les 7 m s^{-1} (en valeur journalière). Ces maxima se produisent surtout en saison sèche, avec l'arrivée des fronts froids. Quelle que soit la saison, deux régimes préférentiels de vent sont à distinguer sur le site de la SMA. La nuit, le refroidissement radiatif de la surface fait chuter la température de l'air à son voisinage, et favorise ainsi le développement d'un régime de vent catabatique. Ce vent froid s'écoule par gravité depuis la partie supérieure du glacier en suivant la ligne de plus grande pente, dans la direction NW-SE. La journée, avec le réchauffement des Yungas proches, un régime advectif se met en place vers 10-11h et les masses d'air humide remontent la vallée du Zongo, dans la direction E-W. La Figure 2.8 est une illustration de ces régimes préférentiels de vent pour la période allant du 16 janvier au 14 avril 1998. Deux pics de fréquence sont visibles : un premier bien net centré sur les directions $280\text{-}300^\circ$, qui correspond au vent catabatique descendant du glacier, et un second pic, beaucoup moins marqué, centré sur $70\text{-}80^\circ$, le vent advectif montant. La SMA est en fait située à un virage du glacier, ce qui explique pourquoi il n'y a pas exactement 180° d'écart entre ces deux directions privilégiées (cf. Figure 2.1). Sur ces trois mois figurés, appartenant à la saison des pluies, le vent catabatique a prédominé plus de la moitié du temps, et le vent montant, environ un quart du temps. En saison sèche, ce régime advectif est freiné et parvient difficilement jusqu'à 5150 m. Ces jours-là, le régime catabatique persiste la nuit et la journée. Du fait de l'absence de nébulosité en saison sèche, le refroidissement radiatif est plus intense ce qui explique les vents catabatiques en moyenne plus forts qu'en période humide.

- **Comparaison cycle 1 (1996-97), cycle 2 (1997-98)**

Dans l'ensemble, pour la température, l'humidité et le vent, ces deux cycles consécutifs présentent des caractéristiques identiques. Néanmoins, des différences de détail sont à noter. Le cycle 2 est en moyenne plus chaud de 1.3°C par rapport au cycle précédent, si bien que la saison humide 1997-98 affiche des températures journalières positives la quasi-totalité du temps (Figure 2.6 et Tableau 2.6). De même, alors que l'humidité relative est inchangée, l'humidité spécifique est plus élevée lors du deuxième cycle. Enfin, la vitesse du vent est encore plus faible en 1997-98 (moyenne annuelle de 2.0 m s^{-1}) que l'année précédente (moyenne annuelle de 2.4 m s^{-1}), ce qui correspond à une diminution de 15% de cette vitesse, répartie également entre les saisons.

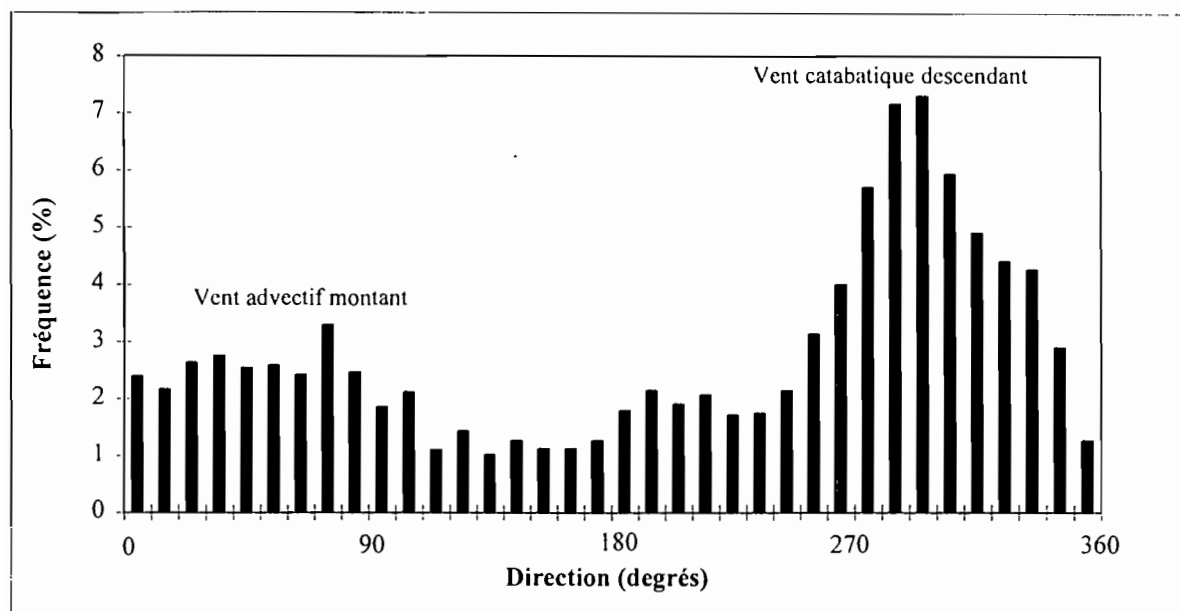


Figure 2.8. Fréquence des directions de vent à 5150 m entre le 16 janvier et le 14 avril 1998 (1 mesure instantanée par ½ heure soit 4302 au total)

2.2.2.2. Gradients verticaux de température, humidité et vent

La Figure 2.9 montre les variations temporelles (valeurs journalières et moyenne mobile sur 15 jours) des gradients verticaux de la vitesse du vent u , de la température de l'air T et de l'humidité spécifique q (mesures réalisées entre 30 et 180 cm au-dessus de la surface). Le Tableau 2.8 donne les moyennes annuelles et les valeurs journalières extrêmes des deux cycles hydrologiques représentés, 1996-97 et 1997-98, ainsi que des saisons sèches et humides de chaque cycle. Nous n'avons pas représenté le gradient vertical de l'humidité relative qui n'a pas grande signification.

Tableau 2.8. Moyennes et extrêmes annuels et saisonniers des gradients de température de l'air, d'humidité spécifique et de vitesse du vent à 5150 m

Cycle 1	Sept. 96 - Août 97			Nov. 96 - Fév. 97			Mai 97 - Août 97		
Quantité	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.
grad(T)	-3.15	-0.74	2.68	-2.56	-1.31	-0.73	-1.21	0.26	2.68
grad(u)	-0.07	0.28	1.09	-0.07	0.27	0.97	0	0.40	1.09
grad(q)	-0.93	0.66	1.39	-0.68	-0.10	0.30	-0.14	0.56	1.39
Cycle 2	Sept. 97 - Août 98			Nov. 97 - Fév. 98			Mai 98 - Août 98		
Quantité	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.
grad(T)	-2.93	-0.74	1.94	-2.93	-1.19	-0.28	-1.64	-0.06	1.94
grad(u)	-0.10	0.29	1.27	0.04	0.14	0.28	0.14	0.52	1.27
grad(q)	-0.74	0.15	1.27	-0.26	0.07	1.27	-0.62	0.41	0.99

Remarque : cf. Tableau 2.6. grad (T) en $^{\circ}\text{C m}^{-1}$; grad (u), en $\text{m s}^{-1} \text{m}^{-1}$; grad (q) en $\text{g kg}^{-1} \text{m}^{-1}$.

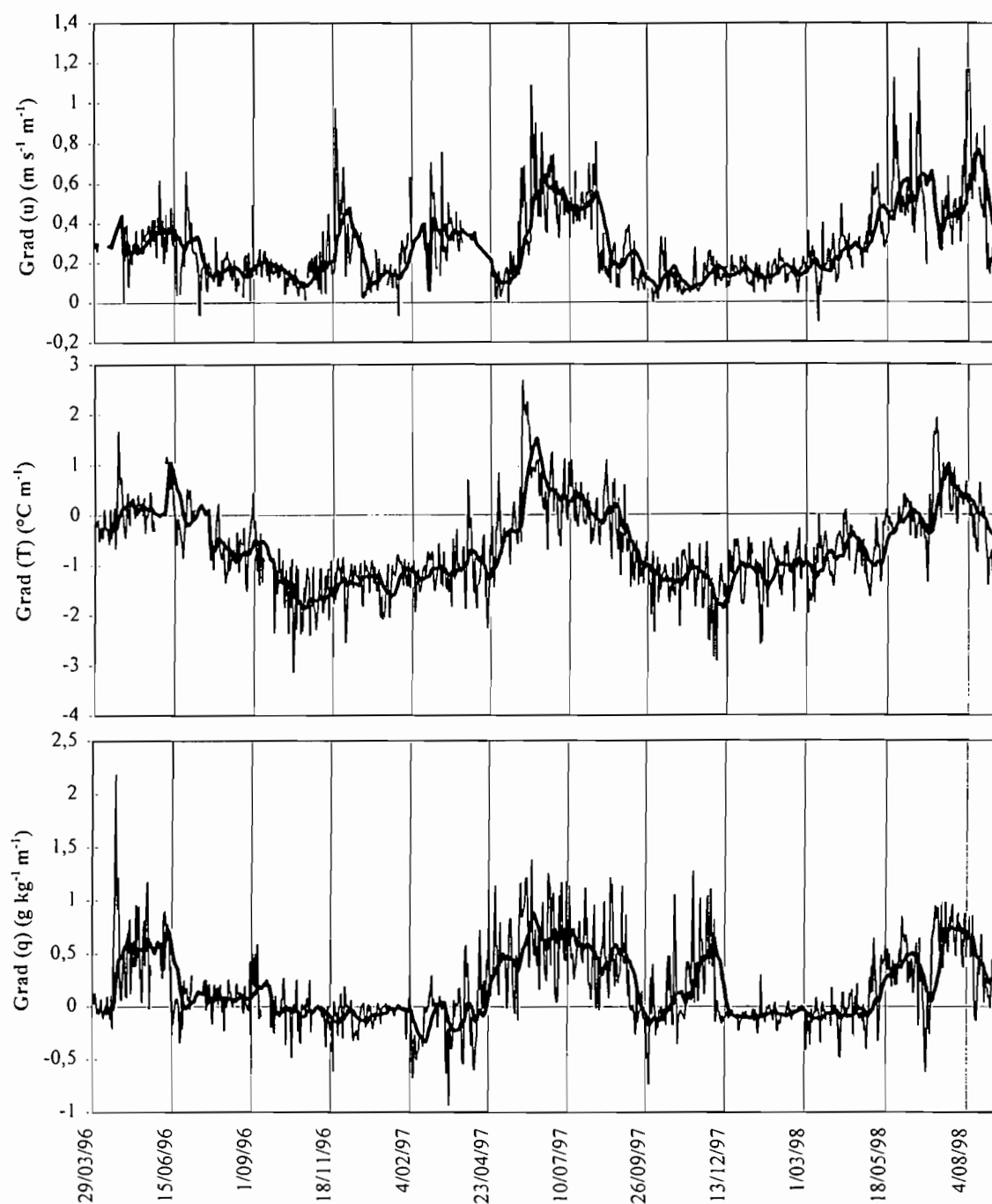


Figure 2.9. Valeurs journalières (trait fin) et moyennes mobiles sur 15 jours (trait épais) des gradients verticaux de la vitesse du vent, $\text{grad}(u)$, de la température de l'air, $\text{grad}(T)$ et de l'humidité spécifique, $\text{grad}(q)$ à 5150 m (Mars 1996 - Août 1998)

- **Gradients verticaux de température et d'humidité spécifique**

La Figure 2.9 et le Tableau 2.8 montrent que sur l'ensemble de l'année, le gradient vertical de température entre 30 et 180 cm est négatif, ce qui suggère une situation d'instabilité avec de l'air plus chaud sous de l'air froid (instabilité, neutralité et stabilité de la couche limite de surface seront traitées au chapitre 3). Il faut cependant faire une distinction entre la saison humide où il y a effectivement ce type de situation, et la saison sèche, où la situation est inversée (gradient positif, situation stable). Insistons ici sur le fait que ce gradient est mesuré entre 30 et 180 cm. Entre la surface et 30 cm, la situation est tout autre puisque la température de surface ne peut excéder 0°C, le point de fusion de la glace (cf. chapitre 3).

De même que pour la température, le gradient d'humidité spécifique change de signe entre les saisons : il est légèrement négatif ou nul en saison humide, et largement positif en saison sèche. Un gradient positif correspond à une situation de condensation sur la surface, mais nous verrons dans les chapitres 3 et 4 que la situation entre la surface et 30 cm est bien différente.

- **Gradient vertical de vent et état de surface du glacier**

Le gradient vertical de vent reste toujours positif (Figure 2.9 et Tableau 2.8). En effet, le vent est freiné par frottement sur la surface et ainsi, sa vitesse mesurée à 30 cm reste jour et nuit, toujours inférieure à celle mesurée à 180 cm. Les rares exceptions visibles sur la Figure 2.9 sont des artefacts dus aux incertitudes sur les mesures. Certains auteurs ont montré qu'il existe souvent, sur les petits glaciers, une couche catabatique proche de la surface matérialisée par un maximum de vent dans les premiers mètres au-dessus de la surface (entre 1 et 5 m à 2712 m sur le Glacier de Saint-Sorlin, Massif des Grandes Rousses, France [e. g. *Martin*, 1975]). Comme le gradient est constamment positif sur le Glacier Zongo à 5150 m, il semble que ce ne soit pas le cas, ou que ce maximum soit situé plus haut que 180 cm.

De plus, le gradient est plus fort en saison sèche qu'en saison humide. Le cycle 1997-98 en est une belle illustration : en août 1997, ce gradient chute brutalement, il reste à des valeurs constantes et faibles de l'ordre de $0.15 \text{ m s}^{-1} \text{ m}^{-1}$ pendant toute la durée de la saison humide, puis à partir de début mars 1998, il augmente progressivement pour atteindre des valeurs maximales en juin dépassant à plusieurs reprises les $1 \text{ m s}^{-1} \text{ m}^{-1}$. Ce comportement est directement lié à l'état de surface du glacier. En effet, le gradient est d'autant plus marqué que le frottement est fort, c'est-à-dire que la surface est rugueuse. Or, sur le Glacier Zongo, en saison sèche, les conditions météorologiques – temps ensoleillé, sec et modérément froid [*Lliboutry*, 1954 et 1964 ; *Kotlyakov & Lebedeva*, 1974] – sont réunies pour que des pénitents se développent. Ces pénitents sont des lames ou cônes de neige ou glace, orientés dans l'axe de la radiation solaire maximale (à midi), et sont le résultat d'une ablation différentielle entre crêtes et creux [*Lliboutry*, 1964]. Ils modifient considérablement la surface du glacier en augmentant la surface d'échange, et en la rendant bien plus accidentée et rugueuse. Ils apparaissent en début de saison sèche, lorsque les précipitations sont quasi-inexistantes. Leur taille augmente régulièrement ensuite, ce qui explique la croissance régulière du gradient de vent. Ils atteignent leur taille maximale généralement en juillet, août qui sont les mois où la surface est la plus rugueuse, donc le gradient de vent le plus fort. La Figure 2.10 est une photographie de la surface du glacier, à 5150 m, le 4 août 1997. Les pénitents sont tous penchés vers le Nord (direction de la radiation maximale dans l'hémisphère Sud), et dépassent parfois 50 cm. Début juillet 1998, ils étaient encore plus

grands. À la fin de la saison sèche, en août, les pénitents disparaissent brutalement soit recouverts par d'importantes chutes de neige apportées par les fronts froids, soit l'eau de fonte, qui se remet à ruisseler, ronge leur base et les fait écrouler. C'est pour cette raison que le gradient de vent chute rapidement à cette même période. Il reste ensuite faible pendant toute la durée de la saison humide, en relation avec la surface lisse de neige fraîche qui persiste la moitié de l'année.



Figure 2.10. Photographie de la surface du Glacier Zongo à 5150 m le 4 août 1997. Les pénitents de neige mesurent 40 cm de hauteur. L'échelle est fournie par le piolet dont la taille atteint 50 cm.

2.2.2.3. Albédo et radiations

Les variations temporelles (moyennes journalières et moyenne mobile sur 15 jours) de la radiation courtes longueurs d'onde SW_{\downarrow} , de la radiation nette toutes longueurs d'onde R , de l'albédo α et du bilan grandes longueurs d'onde LW_{net} sont reportées sur la Figure 2.11. Le Tableau 2.9 présente les moyennes et extrêmes annuels et saisonniers de ces quantités.

- **Comparaison saison humide, saison sèche**

L'albédo est très variable d'une saison à l'autre avec des valeurs élevées en saison humide, correspondant à la neige fraîche qui s'accumule sur le glacier presque chaque jour (nous avons choisi de plafonner l'albédo à 0.9 comme indiqué en section 2.1.3.1., Tableau 2.3, ce qui explique que les valeurs maximales n'excèdent pas 0.9). Quand la saison sèche commence, l'albédo décroît régulièrement avec la neige qui vieillit et se salit, et avec les pénitents qui se développent progressivement. La couverture neigeuse de la saison des pluies peut même disparaître complètement laissant apparaître la surface d'ablation de l'année précédente, glace vive, très sale dont le minimum d'albédo peut être inférieur à 0.2. Cette décroissance régulière de l'albédo est perturbée par des pics

occasionnels correspondant à des chutes de neige. La neige fraîche déposée fond en général en quelques jours et l'albédo reprend sa valeur antérieure à la chute de neige.

Tableau 2.9. Moyennes et extrêmes annuels et saisonniers de la radiation solaire incidente $SW\downarrow$, de la radiation nette toutes longueurs d'onde R , de l'albédo α et du bilan radiatif grandes longueurs d'onde LW_{net} à 5150 m

Cycle 1	Sept. 96 - Août 97			Nov. 96 - Fév. 97			Mai 97 - Août 97		
Quantité	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.
$SW\downarrow, W m^{-2}$	86.4	211.8	369.2	108.0	196.7	340.3	86.4	219.7	289.7
$R, W m^{-2}$	-27.1	16.5	131.0	-21.7	12.7	109.2	-27.1	10.5	55.7
α	0.37	0.75	0.90	0.39	0.85	0.90	0.51	0.68	0.90
$LW_{net}, W m^{-2}$	-117.9	-40.9	5.8	-86.6	-19.5	5.8	-93.7	-61.1	-5.9
Cycle 2	Sept. 97 - Août 98			Nov. 97 - Fév. 98			Mai 98 - Août 98		
Quantité	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.
$SW\downarrow, W m^{-2}$	62.9	209.4	379.7	62.9	201.1	379.7	85.6	213.0	299.6
$R, W m^{-2}$	-24.9	48.7	227.9	-21.6	59.0	227.9	-24.9	55.4	139.3
α	0.18	0.58	0.90	0.19	0.63	0.90	0.18	0.43	0.90
$LW_{net}, W m^{-2}$	-114.7	-46.6	10.3	-114.7	-32.0	10.3	-94.0	-68.8	-15.8

Remarque : cf. Tableau 2.6.

Le bilan des grandes longueurs d'onde présente aussi une saisonnalité marquée, avec des valeurs fortes en saison des pluies et des valeurs faibles en saison sèche. Le terme responsable de cette différence est la radiation atmosphérique incidente. Lorsque la nébulosité est forte (saison humide), la radiation thermique augmente d'où les valeurs élevées de LW_{net} . Au contraire, lorsque le ciel est dégagé, la radiation atmosphérique est réduite et LW_{net} affiche ses valeurs minimales.

À l'opposé de l'albédo et du bilan des radiations thermiques, ni la radiation solaire incidente, ni la radiation nette toutes longueurs d'onde ne présentent de variabilité évidente avec les saisons. Si l'on omet les fluctuations à court terme dues à une nébulosité variable, la radiation solaire incidente est à peu près constante toute l'année avec des moyennes presque identiques pour les deux saisons (Tableau 2.9). En effet, sur le Glacier Zongo, la saisonnalité de la radiation solaire extraterrestre incidente (ligne pointillée sur le graphe de $SW\downarrow$, Figure 2.11) est atténuée par la nébulosité très saisonnière. En saison humide, une très grande partie de la radiation extraterrestre est réfléchiée par l'intense couvert nuageux si bien que la radiation solaire qui parvient à la surface du glacier est du même ordre qu'en saison sèche.

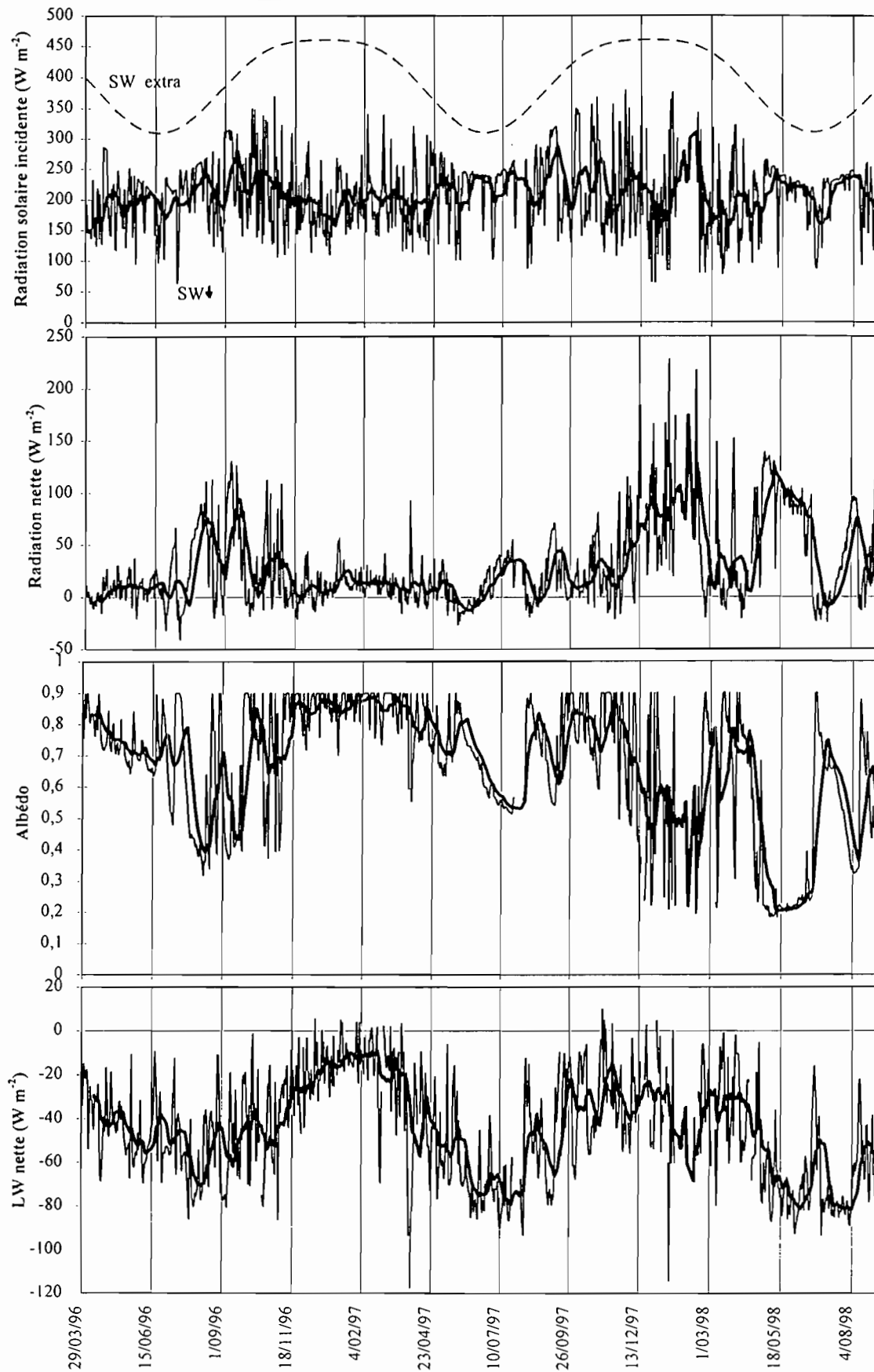


Figure 2.11. Valeurs journalières (trait fin) et moyennes mobiles sur 15 jours (trait épais) de la radiation solaire incidente, $\text{SW}\downarrow$, de la radiation nette, R , de l'albédo et du bilan des radiations grandes longueurs d'onde LW_{nette} à 5150 m (Mars 96 - Août 98). SW_{extra} correspond à la radiation solaire extraterrestre incidente (trait pointillé).

La radiation nette toutes longueurs d'onde est, elle, plus variable mais il est bien difficile de donner une tendance générale. Le Tableau 2.9 montre que la radiation nette reçue à la SMA est identique pendant les deux saisons (de l'ordre de 10 et 55 W m⁻² pour les deux saisons en 1996-97 et 1997-98 respectivement). En effet, en saison sèche, le bilan courtes longueurs d'onde largement excédentaire, dû aux faibles valeurs de l'albédo est compensé par un bilan grandes longueurs d'onde très déficitaire, dû à la nébulosité réduite. En saison humide, l'inverse se produit et R garde une valeur constante. Cependant, les maxima de R sont à relier aux minima de l'albédo. À plusieurs reprises, la surface d'ablation des années précédentes, glace vive couverte d'impuretés, a affleuré. Cette glace possède un albédo minimum de l'ordre de 0.2 ce qui est particulièrement faible, expliquant ainsi qu'une très grande partie de la radiation solaire incidente est absorbée par le glacier. Dans ces cas-là, la radiation nette est très élevée.

- **Comparaison cycle 1, cycle 2**

Ces deux cycles étudiés sont très contrastés. Seule la radiation solaire incidente est restée inchangée à 5150 m, avec une moyenne annuelle proche de 210 W m⁻² pour les deux années. À l'opposé, les autres quantités présentent des changements nets entre 1996-97 et 1997-98. L'albédo chute de façon importante (sa moyenne annuelle est diminuée de 0.17 entre les deux cycles) présentant même des valeurs égales au minimum annuel en janvier et février, mois où la pluviométrie est la plus forte. En relation étroite avec l'albédo, la radiation nette est près de 3 fois supérieure en 1997-98, atteignant une moyenne annuelle record proche de 50 W m⁻². Le bilan des radiations grandes longueurs d'onde est légèrement plus négatif, du fait de valeurs plus basses en saison des pluies.

Ces fortes différences s'expliquent en grande partie par le déficit de précipitation du deuxième cycle. En effet, lors du cycle 1, les précipitations de la saison humide ont été suffisamment abondantes pour d'une part, renouveler régulièrement la surface de neige fraîche déposée en saison humide maintenant un albédo élevé et peu variable, et d'autre part perdurer pendant toute la durée de la saison sèche. Les minima atteints en août 1997 correspondent donc à une surface hérissée de pénitents de neige (Figure 2.10), peu salie par les quelques impuretés apportées par le vent depuis les 6-9 derniers mois (albédo minimum de 0.51). Lors du cycle 2, les précipitations sont bien moins abondantes. Avec elles, la nébulosité est réduite ce qui explique que le bilan des radiations grandes longueurs d'onde est plus négatif. À partir de septembre 1997, les couches de neige qui se déposent régulièrement à 5150 m ne sont jamais suffisantes pour compenser la fusion qui permet de faire affleurer à nouveau la surface de la saison sèche 1997 (mi-sept. 1997, albédo de 0.51). Puis, à partir de mi-décembre 1997, non seulement la couverture neigeuse du cycle 2 a déjà disparu, mais le restant de la couverture du cycle 1 qui avait persisté en saison sèche, a aussi fondu. La surface qui apparaît alors est la surface d'ablation du glacier, vieille glace vive, salie par les impuretés apportées depuis des années. L'albédo minimum est de 0.19, et passe d'un extrême à l'autre selon que cette surface d'ablation affleure, ou se trouve recouverte de neige fraîche. En début de saison sèche, l'albédo reste à sa valeur minimale et la surface d'ablation du glacier voit se développer des pénitents non plus de neige, mais de glace cette fois. Les pics de début juillet 1998 correspondent à une chute de neige apportée par un front froid.

2.2.2.4. Températures du manteau neigeux et de la glace

Pendant toute la durée de cette étude, nous avons privilégié les mesures dans l'air un peu au détriment des mesures dans le manteau neigeux ou la glace, d'importance inférieure pour l'étude du bilan d'énergie. En effet, replacer les capteurs dans la neige/glace nécessite de creuser et remuer la surface qui se trouve très perturbée. Or maintenir la surface proche de la station en l'état pour qu'elle reste représentative de celle du glacier dans cette tranche d'altitude était une des priorités pour obtenir des mesures fiables dans l'air. Pour cette raison, malgré la grande quantité de capteurs placés au départ, le dispositif a été en perpétuelle évolution avec notamment une absence complète de capteurs dans la neige/glace entre septembre 1997 et avril 1998. Nous commentons ici les mesures réalisées par 3 thermocouples placés à l'origine à -20, -60 et -200 cm dans la glace pour la période allant du 17 avril au 31 août 1998.

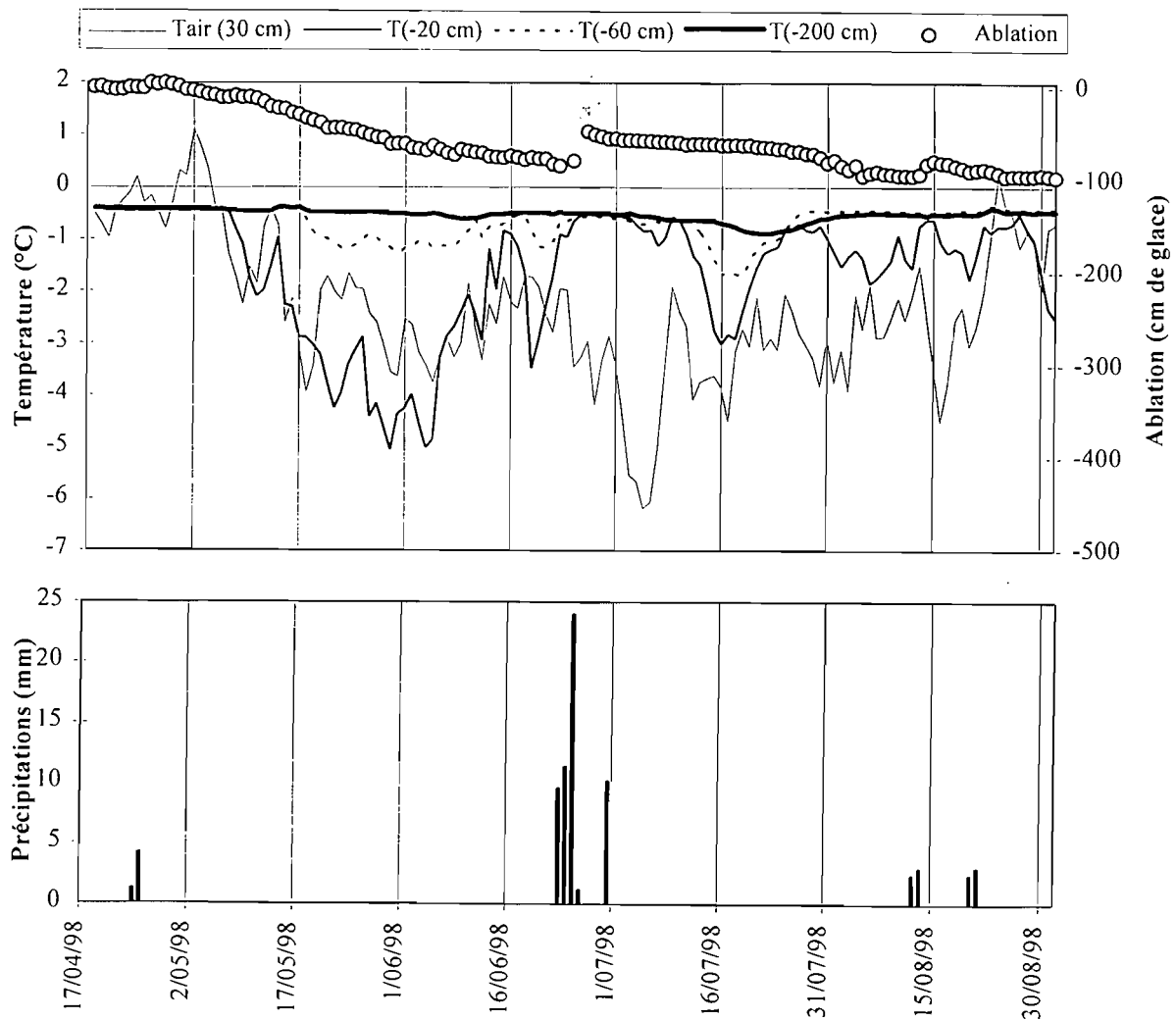


Figure 2.12. Moyennes journalières des températures dans la neige/glace et dans l'air entre le 17 avril et le 31 août 1998. L'ablation à 5150 m et les précipitations à 4770 m sont aussi reportées sur la figure.

La Figure 2.12 présente les moyennes journalières de ces températures $T(-20\text{ cm})$, $T(-60\text{ cm})$ et $T(-200\text{ cm})$, associées à la température de l'air à 5150 m, aux précipitations journalières à la Plataforma et à l'ablation journalière qui permet de juger de la position des thermocouples au sein de la glace. Au début de la période, les trois capteurs affichent une température identique, de -0.4°C . La très grande stabilité de cette température à plusieurs profondeurs dans la glace suggère qu'il ne peut s'agir que d'un mélange de glace et d'eau. Les capteurs sont donc mal calibrés et la température réelle est forcément celle du point de fusion de la glace. Jusqu'à la surface, en ce début de saison sèche, la glace est isotherme à 0°C , le glacier est bien tempéré. À partir du 8 mai, comme le capteur affleure à la surface, $T(-20\text{ cm})$ affiche alors des valeurs inexploitablement plutôt en relation avec la forte variabilité de la température de l'air. Lors de la chute de neige de fin juin, il se retrouve couvert de nouveau et $T(-20\text{ cm})$ reprend la valeur des autres capteurs durant une semaine. Mi-mai, le thermocouple au départ à -60 cm n'est plus que 20 cm sous la surface et brutalement, sa valeur se met à diverger de $T(-200\text{ cm})$ c'est-à-dire de 0°C en réalité. En effet, à partir du 17 mai, la glace devient sèche et la température des premières couches peut descendre sous le point de fusion. Avec quelques jours de retard et de manière très atténuée puisque les minima atteints excèdent à peine -1.5°C , $T(-60\text{ cm})$ suit les fluctuations de la température de l'air. À plusieurs reprises, $T(-60\text{ cm})$ revient à 0°C , ce qui suggère que de nouveau, de l'eau de fusion percole depuis la surface. Sur toute la période représentée, $T(-200\text{ cm})$ donne une valeur très stable correspondant à 0°C . La légère décroissance des premiers deux tiers de la période sont dus à une dérive de l'appareil. La température reste en fait à 0°C . Seul le très faible pic négatif du 23 juillet, en retard de 7 jours sur celui de $T(-60\text{ cm})$ serait dû à la pénétration d'un front froid qui exceptionnellement aurait atteint la profondeur du capteur à cette époque, c'est-à-dire -130 cm . L'emploi du conditionnel est de rigueur ici car la très faible amplitude de ce pic peut tout aussi bien provenir des erreurs de mesures.

L'étude détaillée de ces quelques mois nous renseigne sur la mauvaise calibration de nos capteurs, et sur le comportement thermique des couches superficielles de ce glacier, à 5150 m. À partir de cette période, nous pouvons généraliser à l'année entière. En saison humide, l'ablation est forte en surface si bien que le manteau neigeux superficiel est toujours constitué d'un mélange d'eau liquide et glace, à la température du point de fusion, depuis la surface jusqu'à la base du glacier. En saison sèche, il arrive sur des périodes généralement courtes, que le manteau devienne sec, et les couches superficielles présentent alors des températures négatives. Le front froid pénètre dans la neige/glace lentement et n'atteint que très rarement la profondeur de 1 m . En général, de l'eau de fusion percole avant qu'il n'atteigne cette profondeur, rétablissant ainsi l'isothermie des couches superficielles du glacier. Ces observations sont tout à fait en accord avec celles citées dans *Lliboutry* [1964, p. 409] sur des glaciers tempérés des Alpes (Mer de Glace, Aletsch), du Spitzberg ou d'Alaska. En conclusion, au cours de l'année, les variations de température des couches superficielles du glacier sont très faibles, et pour la suite de l'étude, nous avons considéré qu'au-dessous de 50 cm , la température restait toujours constante, et égale à 0°C .

2.3. Hydrologie du Glacier Zongo

Cette partie traite de l'hydrologie du glacier, c'est-à-dire des régimes des écoulements d'eau recueillis par la station limnimétrique depuis septembre 1991 à 4830 m. Le bassin versant drainé possède une surface de 3 km² dont 77% sont englacés (Figure 2.1 et section 2.1.1.). Dans la zone intertropicale, comme la fusion en surface du glacier ne cesse jamais, au moins dans la partie basse de la zone d'ablation, les glaciers possèdent un régime hydrologique tout à fait singulier par rapport aux glaciers de nos latitudes. Dans ce chapitre, nous nous appliquerons à décrire ce régime en insistant sur les différences remarquables avec les glaciers de la zone tempérée. En outre, une étude détaillée de l'hydrologie sous-glaciaire souligne d'une façon encore plus nette les caractéristiques de l'hydrologie des glaciers de la zone tropicale externe.

2.3.1. Régime et bilan hydrologique du Glacier Zongo

2.3.1.1. Caractéristiques du régime hydrologique

La Figure 2.13 présente les moyennes journalières du débit mesuré à 4830 m ainsi que les précipitations journalières à 4770 m pour les 7 années de mesures 1991-98. Les valeurs annuelles et saisonnières du débit et des précipitations sont reportées dans le Tableau 2.10.

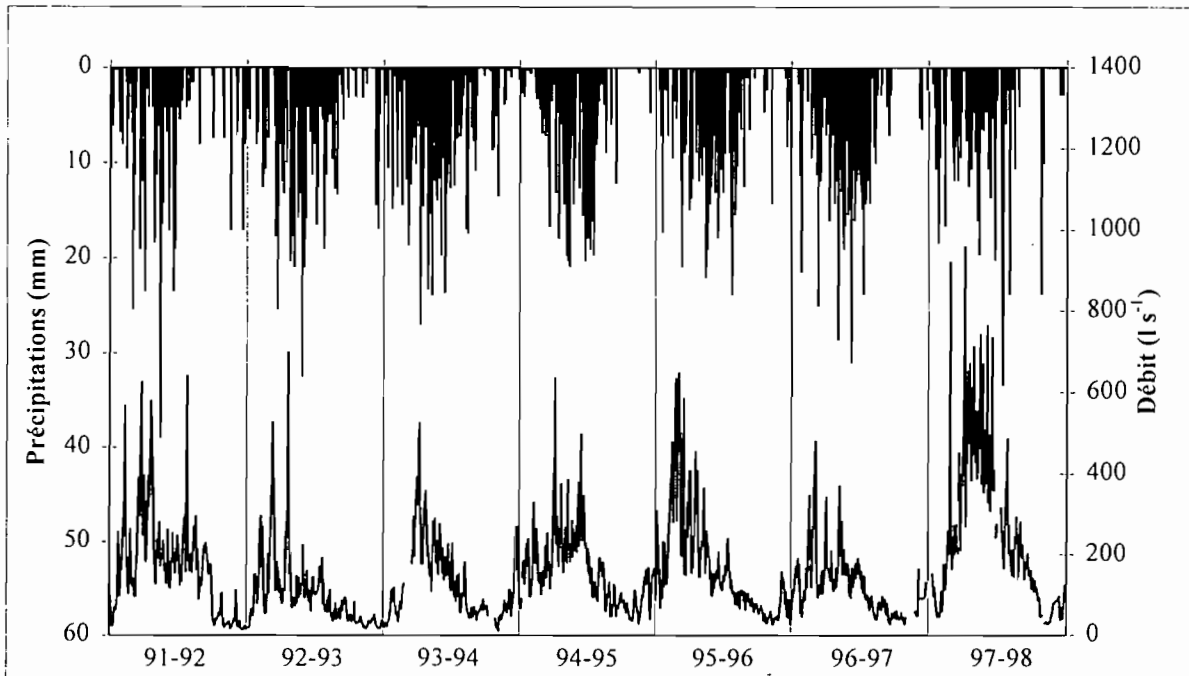


Figure 2.13. Débit journalier du torrent émissaire enregistré à la station limnimétrique à 4830 m et précipitations mesurées à 4770 m

Tableau 2.10. Valeurs annuelles et saisonnières du débit à 4830 m et des précipitations à 4770 m

Périodes	Débit, l s^{-1}	Précipitation, mm
Année hydrologique 1991-92	170	827
Nov. 91 - Fév. 92	248	581
Mai - Août 92	73	110
Année hydrologique 1992-93	103	1099
Nov. 92 - Fév. 93	166	678
Mai - Août 93	42	80
Année hydrologique 1993-94	132	1145
Nov. 93 - Fév. 94	237	757
Mai - Août 94	76	82
Année hydrologique 1994-95	161	868
Nov. 94 - Fév. 95	246	559
Mai - Août 95	88	29
Année hydrologique 1995-96	169	949
Nov. 95 - Fév. 96	246	605
Mai - Août 96	67	65
Année hydrologique 1996-97	117	1141
Nov. 96 - Fév. 97	172	731
Mai - Août 97	61	41
Année hydrologique 1997-98	242	787
Nov. 97 - Fév. 98	427	454
Mai - Août 98	100	67

• Variabilité interannuelle

Sur cette période de 7 ans, la moyenne est de 156 l s^{-1} , et il existe une grande dispersion des moyennes annuelles. En effet, deux années, 1992-93 et 1996-97, présentent un débit faible avec des valeurs respectives de 103 et 117 l s^{-1} , et une année, 1997-98, affiche un débit plus de deux fois supérieur avec 242 l s^{-1} . Les deux années qui sont au centre de notre étude de bilan d'énergie (1996-98) sont comme pour la pluviométrie, très contrastées.

• Saisonnalité du régime hydrologique

Malgré la dispersion des débits annuels, une saisonnalité nette se dessine, identique d'année en année. Tout d'abord, le torrent émissaire ne se tarit jamais. Il est à l'étiage en saison sèche, avec un débit régulier et très faible. Au contraire, le débit est maximum pendant la saison humide, et en moyenne 3 à 4 fois plus élevé qu'en saison sèche. De plus, il est très variable d'un jour à l'autre avec des pics qui peuvent atteindre 600 l s^{-1} , en valeurs journalières. Exceptionnellement, les maxima du cycle 1997-98 frôlent les 1000 l s^{-1} . Nous retrouvons ici une des caractéristiques principales des glaciers de la zone externe des Tropiques, à savoir que la fusion sur le glacier persiste toute l'année (c'est elle seule qui alimente le torrent émissaire en saison sèche où il ne pleut pas), et elle est maximale en saison des pluies. Ainsi, la saison d'accumulation est aussi celle qui présente l'ablation maximale (Figure 1.2).

• Brève comparaison avec les glaciers de la zone tempérée

De façon à illustrer notre propos, nous prenons l'exemple d'un glacier représentatif de la zone tempérée, le Glacier Vernagtferner situé dans les Alpes autrichiennes, et dont le débit est mesuré depuis 1973 [Oerter *et al.*, 1981]. Le bassin versant drainé est plus grand que celui du Glacier Zongo avec 11.44 km^2 , dont 81% sont englacés. Entre 1974 et 1980, le débit spécifique moyen est d'environ $40 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, ce qui correspond à une lame d'eau écoulée de 1260 mm. Ces chiffres sont du même ordre de grandeur que ceux mesurés sur le Glacier Zongo qui donne un débit spécifique moyen de $52 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, soit une lame d'eau de 1640 mm, entre 1991 et 1998. Bien que les quantités annuelles écoulées soient assez similaires, les régimes hydrologiques sont complètement différents. Sur le Glacier Vernagtferner, les saisons d'accumulation et d'ablation sont bien distinctes, et 90% des écoulements annuels ont lieu en été, entre juin et septembre. Le reste du temps, la fusion est nulle sur le glacier, et le très faible débit résiduel mesuré est dû au ruissellement de la pluie sur la partie aval du bassin. Sur le Glacier Zongo, nous observons une saisonnalité nette, mais jamais d'arrêt de la fusion sur le glacier. 50 à 55% de l'écoulement total annuel se produit entre novembre et février, qui sont les mois de plus fort débit, mais aussi les mois d'accumulation sur ce glacier. Ainsi, l'écoulement est mieux réparti sur l'ensemble de l'année pour les glaciers tropicaux que pour les glaciers tempérés, si bien que le torrent émissaire du Glacier Zongo n'atteint jamais des débits spécifiques maxima aussi élevés que sur le Vernagtferner. La Figure 1.2 du premier chapitre résume d'une manière schématique les différences entre les régimes des glaciers de la zone tempérée et de la zone tropicale.

2.3.1.2. Corrélation entre précipitation et débit

À l'échelle de l'année, il est intéressant de noter que précipitations et débit sont anticorrélés (le coefficient de corrélation r^2 est de 0.73 sur ces 7 années) : les années à débit faible sont aussi celles à pluviométrie forte et inversement (Figure 2.13). Cette particularité caractérise le régime glaciaire à l'opposé du régime fluvial. Cette particularité est encore plus évidente lorsque l'on regarde les corrélations sur des échelles de temps plus courtes. Les corrélations entre valeurs mensuelles sont mauvaises ($r^2 = 0.16$, $n = 84$ mois), et encore plus mauvaises entre valeurs journalières ($r^2 = 0.01$, $n > 2000$ jours). Ceci suggère que les précipitations, au lieu de favoriser le débit, jouent un rôle modérateur. En effet, il ne pleut jamais sur le glacier. La neige fraîche qui s'accumule, d'albédo élevé, réfléchit la majeure partie de la radiation solaire incidente, protégeant ainsi le glacier de la fusion. Le débit s'en trouve d'autant plus réduit.

2.3.1.3. Bilan hydrologique

Sur ce bassin versant, nous disposons de toutes les informations nécessaires pour calculer le bilan hydrologique annuel du glacier, c'est-à-dire la différence entre les entrées sous forme de précipitations, et les sorties qui sont les écoulements liquides provenant du glacier ou de la moraine. Nous avons vu à la section 2.2.1. que notre dispositif de mesure ne permet pas d'estimer le gradient de précipitation avec l'altitude. Ribstein *et al.* [1995] donnent comme estimation de la précipitation sur l'ensemble du bassin versant la mesure brute de précipitation à la Plataforma, à 4770 m, augmentée de 20%, ce qui correspond grossièrement à la moyenne des données des pluviomètres totalisateurs répartis autour de la zone d'ablation. Les sorties correspondent au débit moyen annuel enregistré à la station limnimétrique. Toutefois, si l'on cherche à obtenir le bilan pour le glacier seul, il faut distinguer le débit provenant des surfaces morainiques (0.7 km^2), de celui provenant

du glacier Zongo (2.1 km^2) et de la partie de glacier descendant du Pic Milluni (0.2 km^2) (Figure 2.1). Pour simplifier, nous considérons que ce micro-glacier situé assez haut en altitude reste en équilibre de masse, et sa surface est ajoutée à celle de la moraine. On fait l'hypothèse que la contribution de la moraine est égale aux précipitations ruisselées, avec un coefficient de ruissellement de 0.8 [Franco *et al.*, 1995]. À l'aide de toutes ces données, il est possible de donner une estimation de la fusion sur le glacier sous forme d'une lame d'eau annuelle, et calculer un bilan de masse grossier (dans lequel il n'est pas tenu compte de la sublimation). Les résultats sont présentés dans le Tableau 2.11. À cause du grand nombre d'imprécisions (précipitations estimées à $\pm 20\%$ d'après Kattelmann & Elder [1991] cité dans Ribstein *et al.* [1995] ; coefficient de ruissellement estimé, approximation sur le micro-glacier du Pic Milluni ; etc.), ce bilan de masse grossier est obtenu avec une précision estimée à $\pm 15\%$.

Tableau 2.11. Bilan hydrologique du glacier pour les 7 années hydrologiques 1991-98

Années	Débit moyen, l s^{-1}	Précipitation annuelle, mm	Apport moraine, l s^{-1}	Apport glacier, l s^{-1}	Apport glacier, mm	Bilan de masse, mm
1991-92	170	827	19	151	2268	-1441
1992-93	103	1099	25	78	1171	-72
1993-94	132	1145	26	106	1592	-447
1994-95	161	868	20	141	2117	-1249
1995-96	169	949	22	147	2207	-1258
1996-97	117	1141	26	91	1367	-226
1997-98	242	787	18	224	3364	-2577

Les mm indiqués sont des mm d'eau. Le bilan de masse correspond à une perte de masse par fusion seule, sans tenir compte de la sublimation ou de la condensation.

Sur les 7 années hydrologiques, le bilan de masse estimé par l'hydrologie est toujours déficitaire. Seule l'année 1992-93 est presque équilibrée. Les deux derniers cycles qui retiendront notre attention pour l'étude des bilans d'énergie, sont très contrastés, comme on pouvait s'y attendre étant données leurs différences nettes de précipitations et débit. Il est aussi intéressant de noter que les deux années qui présentent les bilans les plus déficitaires sont 1991-92 et surtout 1997-98, années marquées par d'intenses événements El Niño. Nous reviendrons sur ce point au chapitre 4.

2.3.2. Étude détaillée de l'hydrologie intra- et sous-glaciaire

Afin de mieux comprendre l'hydrologie interne du Glacier Zongo et réaliser des comparaisons avec les glaciers des zones tempérées, nous avons mené une étude de détail sur la base de la conductivité électrique des eaux de fusion, pour séparer les écoulements du glacier en fonction de leur cheminement. L'ensemble de cette étude est décrite dans un article scientifique publié dans la revue *Hydrological Processes*. Cet article figure juste après une brève introduction. Une conclusion permettra de synthétiser les résultats obtenus.

2.3.2.1. Introduction : définition des écoulements intra- et sous-glaciaires

L'eau collectée dans le torrent émissaire provient de plusieurs origines (fusion superficielle ou basale), et peut avoir suivi différents cheminements (ruissellement en surface, pénétration dans la masse par des crevasses ou moulins, circulation dans des conduites dans et à la base du glacier, etc.). L'étude que nous avons menée vise à séparer les écoulements recueillis dans le torrent émissaire en deux composantes. La première, appelée écoulement intraglaciaire, correspond à de l'eau de fusion superficielle qui a circulé sans enrichissement ionique (conductivité électrique extrêmement faible). La seconde, appelée écoulement sous-glaciaire, a circulé en contact du lit rocheux ou de sédiments suffisamment longtemps pour présenter un enrichissement notable en espèces ioniques (conductivité électrique forte). Ces deux composantes ont donc des signatures électro-chimiques différentes, et c'est sur cette base que nous avons pu les séparer d'une manière quantitative. Cependant, lorsque ces eaux de composition ionique différente se mélangent, des "réactions chimiques post-mélange" peuvent avoir lieu. Aussi, une étude complémentaire avec des traceurs (^{18}O , NaCl, colorants) s'est avérée indispensable pour valider nos résultats.

2.3.2.2. Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrol. Process.*, 12, 1911-1926, 1998.

Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia

Patrick Wagnon,^{1*} Pierre Ribstein,² Thomas Schuler³ and Bernard Francou⁴

¹Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, BP 96, 38402 St-Martin d'Hères Cedex, France

²ORSTOM, Laboratoire de Géologie Appliquée, case 123, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

³Institute of Hydrology, Werderring 4, D-79085 Freiburg, Germany

⁴ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivia

Abstract:

Meltwaters collected from the proglacial stream escaping from Zongo Glacier (2.1 km²), Bolivia (16°S), have been monitored in order to analyse the internal drainage system of an Andean glacier. Electrical conductivity has been measured sporadically between February 1995 and March 1996, during 16 one-day field surveys, under various meteorological conditions in summer and winter. The mixing-model technique based on the electrical conductivity is used for a quantitative separation of discharge which is derived from continuous water level registration. Tracer experiments (mainly uranine dye and NaCl salt) have been carried out from March to June 1997 to obtain information about the internal drainage system. In the tropical Andes, accumulation only occurs in austral summer, whereas ablation occurs throughout the year and is higher during the accumulation season, between November and March. The assumptions involved in the use of mixing models for analysis of glacial drainage structure are applicable for tropical glaciers because glacial conduits do not suffer complete closure, and are permanently supplied by meltwaters, even in wintertime. Two components of discharge are separated: an englacial flow originating from surface meltwater which is routed without chemical enrichment, and offering low electrical conductivity; and a subglacial one routed in contact with bedrock or sediments showing high ionic concentrations. Electrical conductivity of meltwater varies diurnally, inversely to discharge fluctuations. According to this behaviour, total discharge is mainly formed by the englacial component. The drainage structures for englacial and subglacial flow have to be widely interconnected, as indicated by diurnal variations of the subglacial discharge. Comparison of hydrograph separation based on conductivity and on ¹⁸O isotope confirms that the subglacial flow is influenced by surface melting. A hydrograph separation of the subglacial flow is proposed, between a diurnal variable component, composed of water coming from the englacial network, and a base flow, which may vary seasonally. The dye tracing experiments confirm the drainage complexity of Zongo Glacier and demonstrate the interest of identifying three main drainage components. © 1998 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS glacial meltwaters; tropical glaciers; Bolivia

INTRODUCTION

In the Andes, glaciers are very sensitive to the climate variability specific of the Tropics. The research project undertaken at Zongo Glacier, Bolivia (16°S) since 1991, includes the need to evaluate the climate effect on glacier hydrology and to study the causes of discharge variation in the proglacial streams (Ribstein *et al.*, 1995). Specific field observations, mainly electrical conductivity, discharge measurements and tracer experiments, have been processed during selected days, under different meteorological conditions. These survey

* Correspondence to Dr P. Wagnon, LGGE, BP 96, 38402 St Martin d'Hères Cedex, France

days cover a large range of weather in the warm season, which corresponds to a period of accumulation and strong ablation in this intertropical zone, and also in the cold season with limited ablation (Francou *et al.*, 1995). The goals of this study are to obtain a good insight into the structure and functioning of the Zongo internal drainage system and to make a comparative analysis of the drainage routeways through alpine and tropical glaciers.

For mid-latitude glaciers, analyses of internal drainage systems identify different pathways like subglacial water films (Weertman, 1964), Röthlisberger channels incised into ice (Röthlisberger, 1972), Nye channels incised into bedrocks (Nye, 1973), linked-cavity systems (Walder, 1986), water-filled cavities (Lliboutry, 1968) and others pathways, resulting in variations in residence time and the solute content of the meltwaters. Not all of these subsystems have to exist necessarily on each glacier.

It is not possible to make direct observations of the structure and functioning of the drainage system. Only indirect methods are used to characterize the flow routing, the approaches being essentially 'inverse', using system outputs as a basis for inferring system properties (Sharp and Richards, 1996). In this paper we use a simple concept with two main components: a flow originating from surface meltwater, which is routed without chemical enrichment, is called englacial; and a second component, named subglacial, is routed in longer contact with bedrock or sediments showing high ionic concentrations. As high electrical conductivity owing to ionic concentration could be fulfilled by different combinations of meltwater origin, drainage location and flow velocity, we prefer the approach given above instead of using differentiations between quick and delayed flow, surface and basal water or different hydraulic systems.

QUANTITATIVE MODEL

Considering two components of discharge, continuity of flow yields the equation (Collins, 1979)

$$Q_t = Q_e + Q_s \quad (1)$$

where Q is the discharge (l s^{-1}) and the subscripts, t, s and e represent total, subglacial and englacial, respectively. Moreover, both components of flow contribute to feed the proglacial stream with dissolved material which may come from the erosion of bedrock or moraines and, to a much smaller extent, from precipitation. Hence, if C is the solute concentration approximated by electrical conductivity ($\mu\text{S cm}^{-1}$), the conservation of dissolved material gives

$$C_t Q_t = C_e Q_e + C_s Q_s \quad (2)$$

These equations can be solved for the portion of total discharge routed through the subglacial system

$$Q_s = [(C_t - C_e)/(C_s - C_e)] Q_t \quad (3)$$

Q_t and C_t are obtained from the field survey, but C_e and C_s must be estimated in order to evaluate Q_s from the Equation (3). The conductivity of the clean meltwater flowing at the glacier surface gives an accurate estimation of C_e : the mean value of more than 30 measurements on streams or pools at the glacier surface gives a value of $1 \mu\text{S cm}^{-1}$. Moreover, the maximum conductivity value of the meltwater exiting from the glacier during flow recession is the inferior limit of C_s estimation, ($C_s = 65 \mu\text{S cm}^{-1}$). Estimates of C_e and C_s may be subject to considerable error (Collins, 1979; Fenn, 1987) and the results of Q_s are sensitive to these estimates. Because of the very low estimate of C_e , errors on this estimate do not affect Q_s . Moreover, when the estimation of C_s varies, results for Q_s vary subsequently. Choosing an inferior limit for C_s also leads to an overestimation of Q_s . However, during various field surveys conducted throughout the year under different meteorological conditions and at many locations on or around the glacier, values over $75 \mu\text{S cm}^{-1}$ were never recorded. This suggests that the estimate of C_s does not reach this value.

The use of the mixing Equation (2) is based on several assumptions which have been criticized for hydrological studies of mid-latitude glaciers (Sharp *et al.*, 1995). For applicability in tropical glaciology, it is necessary to re-state these assumptions here.

- Contributions of water which comes from other origins than englacial and subglacial flows (e.g. water from snow on the moraines) are negligible.
- The solute contents of both components are significantly different.
- The hydrograph separation must be based on a conservative behaviour of the used tracer.
- The solute concentrations of each of the two components are constant in space and time, or any variations can be accounted for.

In the tropical Andes, the snowpacks on the rock-covered borders and moraines melt very quickly and the proglacial streams of glacierized catchments, like Zongo Glacier, Bolivia, are mainly fed by the water melting from the glacier (Ribstein *et al.*, 1995). The two components, englacial and subglacial flows, are a conceptual approach that gather together all the internal hydrological systems of the glacier.

In the present paper, the estimate of electrical conductivity for englacial flow ($C_e = 1 \mu\text{S cm}^{-1}$) is very different from the estimate of conductivity for subglacial flow ($C_s = 65 \mu\text{S cm}^{-1}$). Both values define the interval of variation for the observed conductivity in the proglacial stream.

For the conditions of mid-latitude glaciers, laboratory weathering experiments simulating the mixing of dilute and concentrated meltwaters show post-mixing reactions with significant solute acquisition of dilute water from suspended sediments (Brown *et al.*, 1996). In the present work, comparative studies of electrical conductivity at different sites, such as upstream and downstream of the frontal lake, do not show any significant increase in solute concentration, even after residence times of more than 30 minutes, and prove, therefore, that the post-mixing reactions are negligible.

Conditions for the application of the mixing model are only fulfilled if the chemical compositions of the subglacial and englacial components are constant. In some recent papers (e.g. Brown *et al.*, 1994; Sharp *et al.*, 1995) these assumptions have been contradicted for mid-latitude glaciers, but in the context of tropical glacier hydrology these assumptions are likely to be more relevant because of the continuous presence of water in the drainage system. Indeed, there is no leaching effect of the impurities by the first meltwater because melting occurs throughout the year. Also, the meltwater residence time does not vary a lot with discharge because internal glacier conduits never close.

STUDY AREA AND FIELD WORK

Study area

Zongo Glacier (2.1 km^2) is located in the Cordillera Real, Bolivia ($16^\circ 15' \text{S}$, $68^\circ 10' \text{W}$), approximately 30 km north of La Paz, and forms part of the Huayna Potosi Massif. This tropical glacier extends down from 6000 m a.m.s.l. to 4900 m a.m.s.l. and covers 77% of a south-east facing basin (3 km^2). The surface of the catchment not covered by the main glacier comprises two steep lateral moraines and small glacierized areas (0.2 km^2) connected hydrologically, but not glaciologically, to the main glacier. A map of this glacier and a precise location are given in Figure 1. The bedrock is composed of Triassic granodiorite. Hence, the post-mixing reactions of dilute and concentrated meltwaters (Brown *et al.*, 1994) are thought to be negligible because most ions (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Na^+), coming from degradation of granodiorite, are assumed to be conservative species. Furthermore, the contribution of groundwater to the proglacial discharge may be considered unimportant, because of the very low permeability of granodiorite.

The climate of the region is determined by seasonal oscillation in the intertropical convergence zone (ITCZ). During austral winter, the ITCZ is north of Bolivia and Tropical anticyclones produce a cold, dry season, with a low runoff of the proglacial stream. During austral summer (from November to March), the ITCZ proceeds to its most southerly position. This is the wet as well as the warm season, coinciding with the

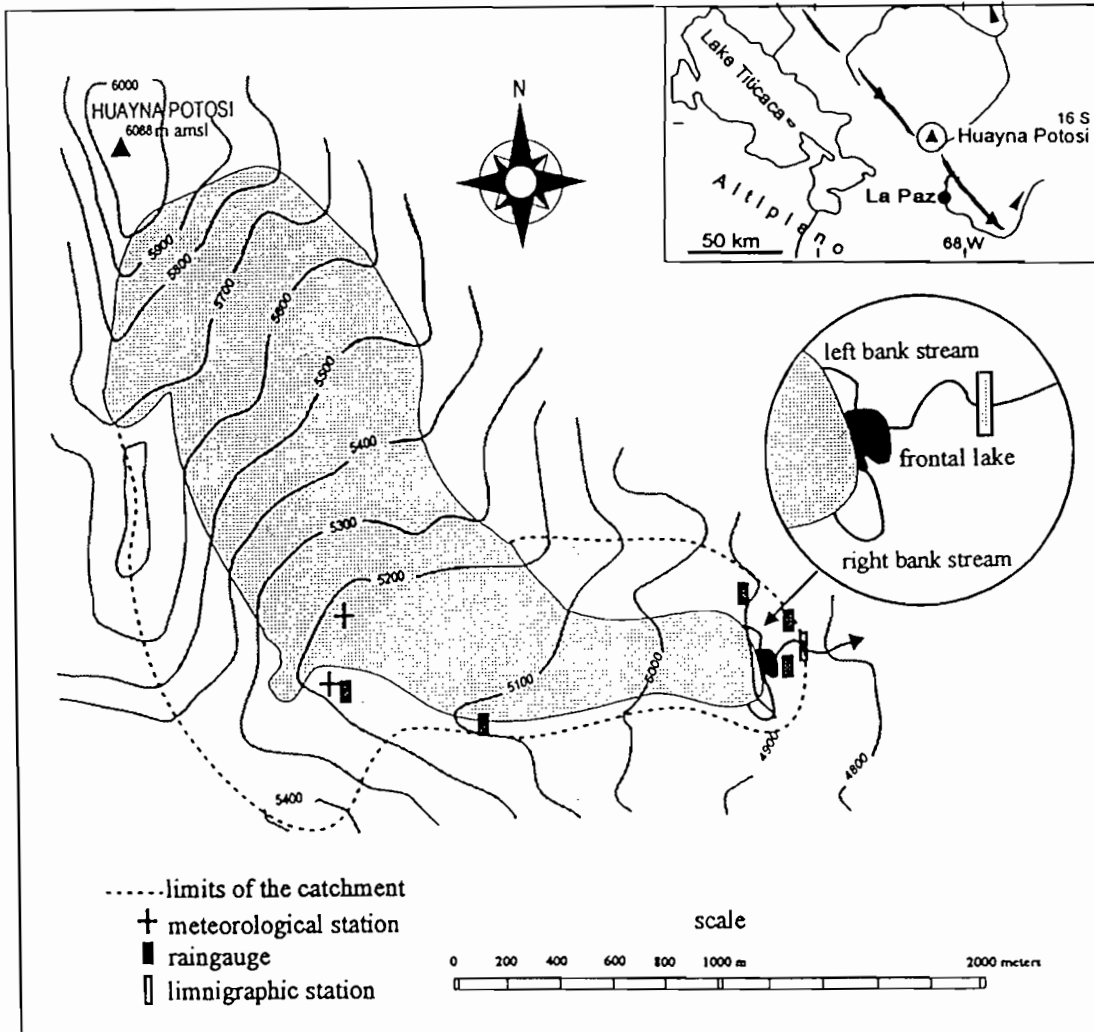


Figure 1. Sketch map of Huayna Potosi (6088 m a.m.s.l.) and Zongo Glacier (Bolivia). Shaded areas represent the Zongo Glacier. The enlargement gives an overview of the frontal lake and the different proglacial streams escaping from the glacier tongue

eastern intertropical flux that brings water vapour from the Atlantic (Roche *et al.*, 1990). The proglacial stream shows high discharges at this time. Permanent ablation throughout the year provides a minimum flow in the proglacial stream during the austral winter, and a higher flow level in summer, the accumulation season. Hence, in contrast to conductivity measurements performed on mid-latitude glaciers, field work can be conducted at any time of the year on this tropical glacier.

Two main proglacial streams escape from the glacier tongue and are permanent the whole year round (Figure 1). One is located on the right bank of the glacier close to the tongue and a second, the smaller one, stands on the left bank. These two streams feed a frontal lake drained by a unique stream, whose total discharge, Q_1 , is permanently recorded at a limnimetric station located at 4830 m a.m.s.l., approximately 200 m from the glacier tongue.

Electrical conductivity

We used a portable WTW LF 96 conductivity meter with a tetracon 96 probe to obtain C_t . This instrument automatically standardizes conductivity values to a temperature of 25°C. Accuracy is within

Table I. The realized tracer experiments on Zongo Glacier during the investigation period March–June 1997. 'Qualitative' indicates optical detection of dye outflow, 'quantitative' indicates measurement of tracer concentration and their evaluation and 'no detection' means that no tracer could be detected within one day after the injection

Date	Number of injections	Total daily discharge (l/s)	Comments
25 March 1997	1	92.6	No detection
8 May 1997	3	97.1	Qualitative
15 May 1997	2	82.7	No detection
21 May 1997	2	35.1	Qualitative
22 May 1997	2	33.2	Quantitative
28 May 1997	2	40.3	Quantitative
5 June 1997	4	41.3	No detection
17 June 1997	2	48.2	Qualitative

$\pm 0.5 \mu\text{S cm}^{-1}$. Although previous authors (Collins, 1979; Gurnell and Fenn, 1984) suggested that corrected temperature values for conductivity should not be used, Lecce (1993) demonstrated that conductivity measurements standardized to 25 °C do not affect the results while measuring meltwater with temperature ranges from 0 to 5 °C. We performed conductivity measurements at the limnimetric station, and also at the point of exit of the right bank stream at 4900 m a.m.s.l. where discharge measurements were made directly. Sixteen days were surveyed between February 1995 and March 1996 and are representative of various meteorological conditions. These measurements were carried out every half an hour (or every 15 minutes when conductivity changed rapidly), usually between 8 am and 6 pm, and occasionally at night.

Tracer experiments

Between March and June 1997, 18 experiments with three different tracers, uranine and rhodamine B dyes and also NaCl salt, were carried out on the ablation zone of Zongo Glacier (Table I). The tracers were injected at six different sites into surface water entering into crevasses. The quantities of dye used (40–100 g) permitted optical detection of outflow sites. The flow paths detected by this method were analysed quantitatively by evaluation of the measured electrical conductivity after injection of solutions of 1 kg NaCl salt. For these conductivity measurements, a WTW LF 325 conductivity meter was used in the same configuration as mentioned above.

Comparative flow separations with electrical conductivity and ^{18}O -isotope were realized for two days, applying the same mixing model as mentioned above. Eight samples of snow were taken at four different sites distributed over the ablation zone. The mean value of the isotope content of the snow samples ($\delta^{18}\text{O}$, -16.3‰) was estimated to represent the isotope content of recent water. Three samples of ice were analysed and their mean isotope content ($\delta^{18}\text{O}$, -14.6‰) represents the 'old' component.

RESULTS AND DISCUSSION

Drainage geometry

Tracers were injected into draining crevasses distributed over the ablation zone. Dye outflows into the frontal lake were observed at various sites, and some of them were sublacustric. For a single injection point several tracer trajectories were always found. Furthermore, a pathway observed on 8 May 1997 was not detected on 15 May 1997 but was found again during the following field session, on 21 May 1997. This phenomenon was also observed for other pathways detected on 8 and 28 May 1997 but lost on 5 June 1997 and found again on 17 June 1997 (Table I).

To determine parameters of flow routing, salt was injected and concentrations were controlled directly at one single point of outflow. Although discharge measurement and therefore tracer load could not be determined, the analysis of electrical conductivity allowed the calculation of dispersivity and the mean residence time. The single fissure dispersion model (SFDM) describing tracer transport through a conduit

with exchange to the surrounding matrix (Maloszewski and Zuber, 1990) was used for interpretation. The matrix of englacial flow is not porous but the model can explain temporary storage of tracer in immobile water, such as in cavities and/or cracks, that causes the observed tailing of the concentration curve. Determined dispersivities are around 1 m and flow velocities vary between 0.06 and 0.14 m s⁻¹. These dispersivities and velocities are low but within the regular range for flow in fissured aquifers.

The tracer experiments carried out on the ablation zone confirm the complexity of the internal drainage structure. A main drainage channel does not exist and meltwater follows the crevasse orientation, being affected by changes resulting from glacier movement. As the experiments were realized under meteorological and runoff conditions corresponding to austral winter, the results indicate that, in contrast to mid-latitude glaciers, a conduit system remains permanently open because of permanent ablation in the Tropics.

Diurnal variations of discharge and conductivity

Discharge hydrographs and diurnal variations of electrical conductivity at the limnimetric station and at the right bank proglacial stream are shown in Figures 2 and 3, respectively. During the selected survey days, the discharge maximum mostly occurs between 1200 and 1700 hours and coincides with decreasing conductivity values. This behaviour might be explained as follows. During warm hours of the day, net radiation, which is the total radiative balance at all wavelengths, is high. Since net radiation is the main factor controlling ice melting at the glacier surface (Male and Granger, 1981), melting at this period of the day is high and, therefore, solute-free surface meltwater contributes to a large part of the total discharge. Thus, with this effect of dilution, as a result of increasing clean water feeding the proglacial stream, conductivity drops (Collins, 1979; Lecce, 1993). Figures 2 and 3 also show that the diurnal discharge hydrographs are always asymmetrical with a rapid rise to peak in response to the diurnal increase in energy, followed by a slower decline (see also Figure 8).

During overcast or snowy days, the energy available for melting remains low or even nil. Thus, total discharge and electrical conductivity do not vary during these days. This kind of discharge is called 'recession flow', and characterized by constant high values of conductivity (Collins, 1979). We observed days of recession flow on 16 August 1995, on 12 January 1996 and on 1 March 1996. These days of maximum conductivity values are of prime importance in obtaining an accurate estimation of C_s (Fenn, 1987). To approximate C_s , we took the maximum value of conductivity recorded on 1 March 1996, which was 65 $\mu\text{S cm}^{-1}$.

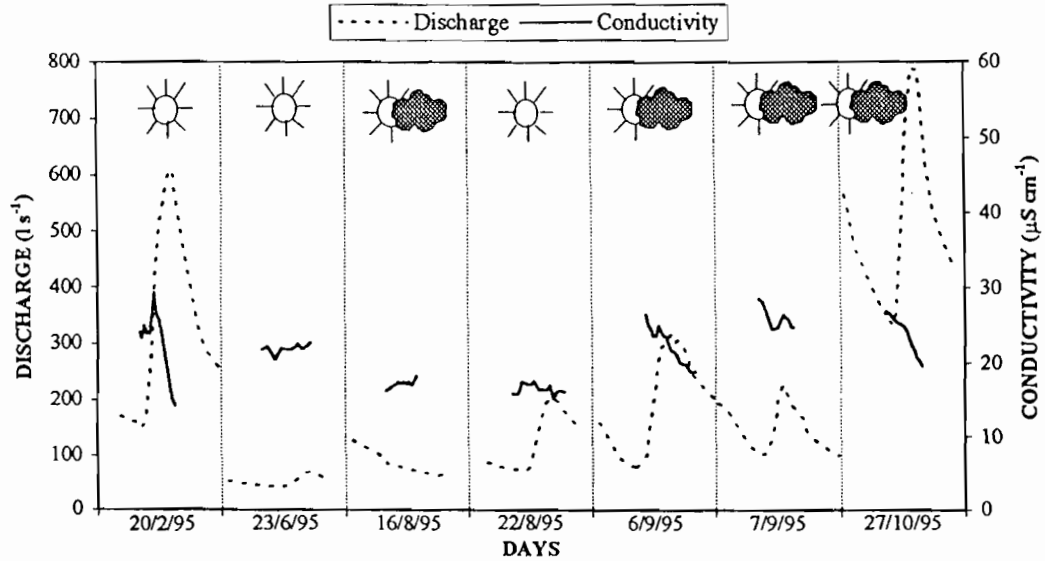
Separation of englacial and subglacial components of the total discharge

Equation (3) and the estimates of C_e and C_s allow separation of englacial and subglacial flows from the total proglacial discharge. Figures 4 and 5 present the results of this flow separation at the limnimetric station and at the right bank proglacial stream, respectively. Most of the time, the amount of water routed through the englacial system contributes most of the water to the proglacial stream ($Q_e = 50\text{--}90\% Q_t$), except during overcast or snowy days, when we observe a recession flow almost exclusively owing to subglacial flow.

Results on the two streams escaping from the glacier tongue are different (Figure 6). The right bank stream shows the same behaviour as the main stream below the frontal lake ($Q_e = 40\text{--}80\% Q_t$), although the left bank stream is almost totally supplied by the englacial flow ($Q_e > 80\% Q_t$). This suggests that the bedrock is not horizontal, but tilts from the left to the right bank, i.e. in a southerly direction. Therefore, most of the subglacial flow is driven towards the south, explaining why the right bank stream is larger and more heavily solute loaded. The dye tracing experiments have always lead to southward trajectories and confirm the tilt of the bedrock.

On 20 May 1997, meltwater production was low, as indicated by the hydrograph without diurnal variation (Figure 7) and 68% of the total discharge was comprised of subglacial discharge (Table II). The flow separation using isotope ¹⁸O determines the contribution of the old component (ice) to 19% of the total runoff. On 17 June 1997, the main part of the ablation zone was free of snow and the total discharge is

DISCHARGE AND CONDUCTIVITY, LIMNIMETRIC STATION, 4830 m a.m.s.l.



DISCHARGE AND CONDUCTIVITY, LIMNIMETRIC STATION, 4830 m a.m.s.l.

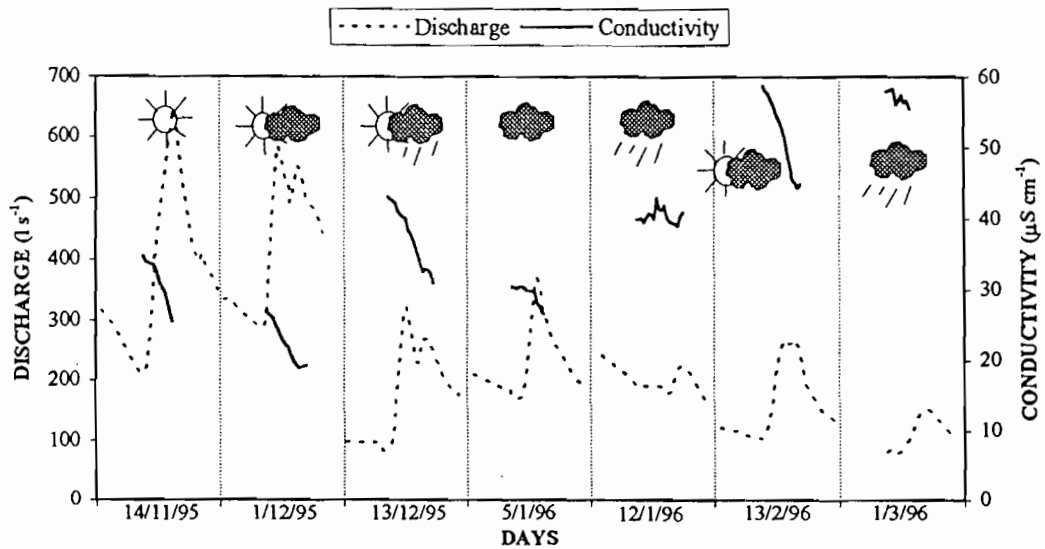
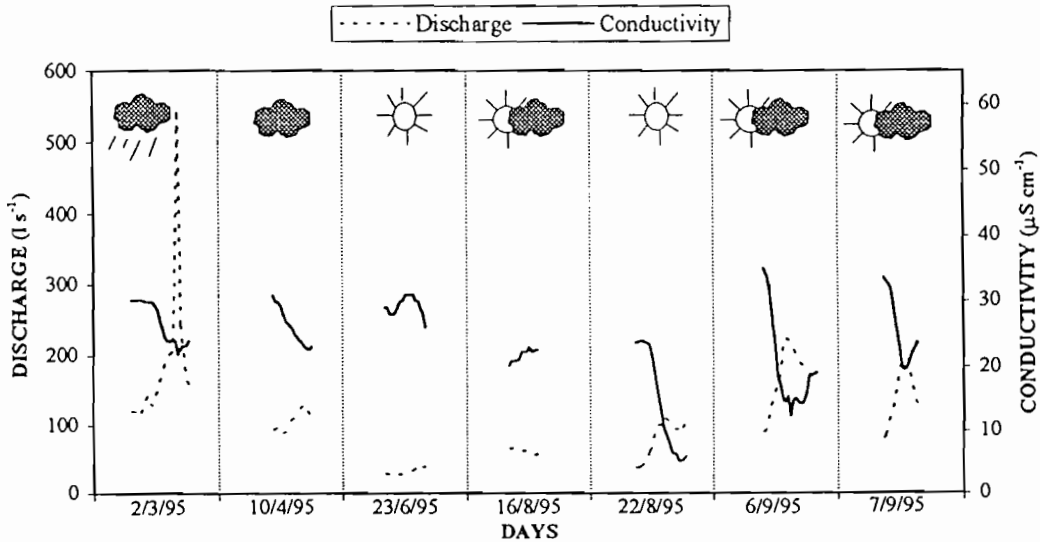


Figure 2. Electrical conductivity as a function of discharge, at the limnometric station, during selected survey days in summer and in winter. Hydrographs are asymmetrical and electrical conductivity varies diurnally, and inversely to discharge fluctuations

dominated by old water from ice (70%), while englacial and subglacial components show the same order of magnitude. The portion of subglacial water on 20 May 1997 seems to contrast with the weak portion of old water. As the recent water is exclusively built of snowmelt, the observed behaviour can only be explained by an interconnection between surface melt and subglacial runoff. Water from superficial snowmelt typically shows very low conductivity and so belongs to the englacial runoff. If this water drains through pathways

DISCHARGE AND CONDUCTIVITY, RIGHT BANK STREAM, 4900 m a.m.s.l.



DISCHARGE AND CONDUCTIVITY, RIGHT BANK STREAM, 4900 m a.m.s.l.

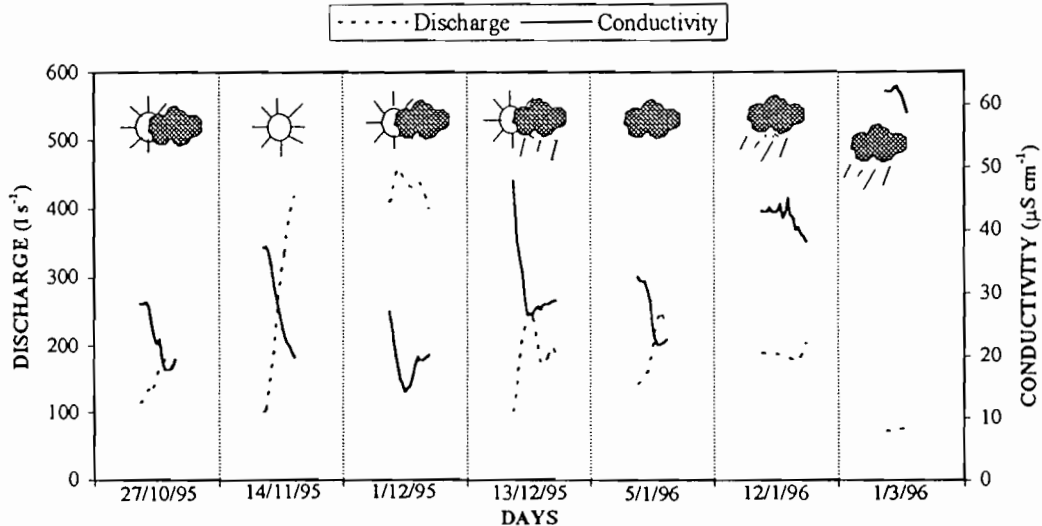


Figure 3. Electrical conductivity as a function of discharge, at the right bank proglacial stream, during selected survey days in summer and in winter. The values of conductivity are usually higher than at the limnometric station because this stream is located above the frontal lake, where water is mixed with clean water coming from the left bank stream

that offer enough contact time with bedrock or sediments to become solute charged, then it will feed the subglacial discharge.

Looking in detail at the hydrograph shapes confirms that the englacial and subglacial systems are connected. If they were not connected, subglacial flow would only correspond to a baseflow coming from beneath the glacier, and thus would not have any diurnal variation. However, the subglacial hydrograph

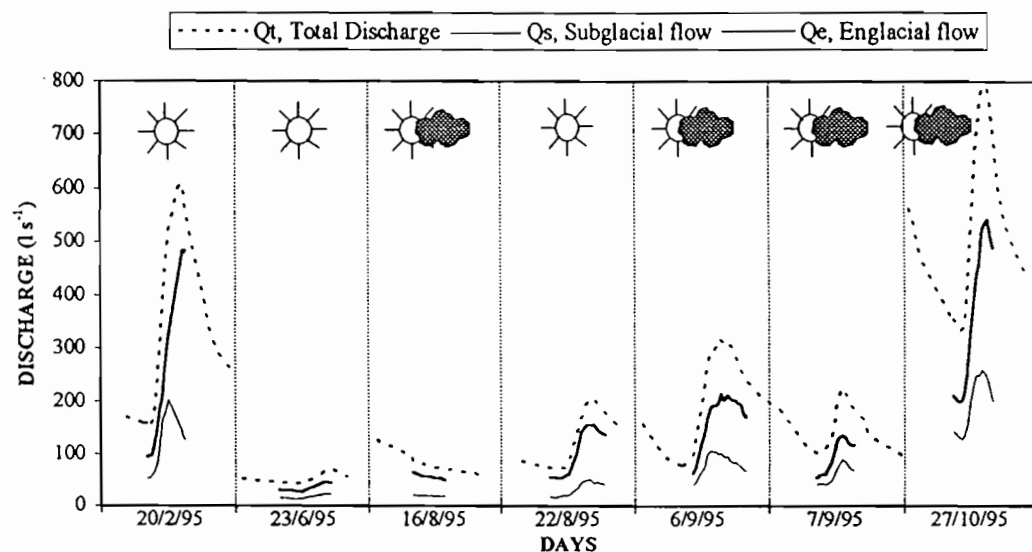
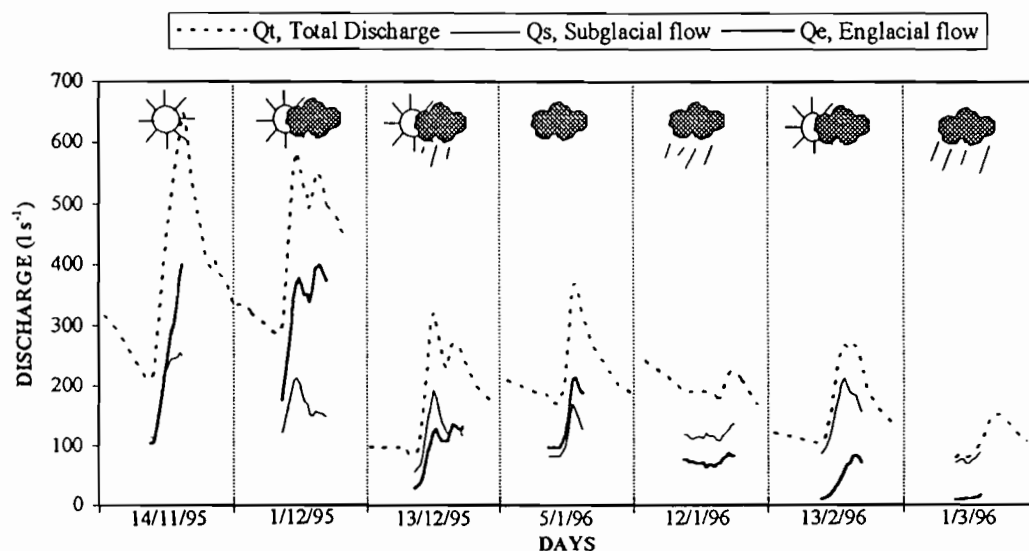
FLOW SEPARATION, LIMNIMETRIC STATION, 4830 m a.m.s.l.

FLOW SEPARATION, LIMNIMETRIC STATION, 4830 m a.m.s.l.


Figure 4. Total flow separation into englacial and subglacial components, at the limnimetric station. Most of the water flowing in the proglacial stream comes from the englacial system, except during days of recession flow

does present diurnal variations, which proves that the subglacial system is fed by englacial water. This observation leads to a third flow separation; we can now distinguish between three flows comprising the total discharge observed at the glacier exit (Figure 8).

1. *The englacial flow.* This solute-free water coming from ice or snow melting at the glacier surface, drains in flow paths without contact with bedrock or sediments, as it happens in Röthlisberger conduits

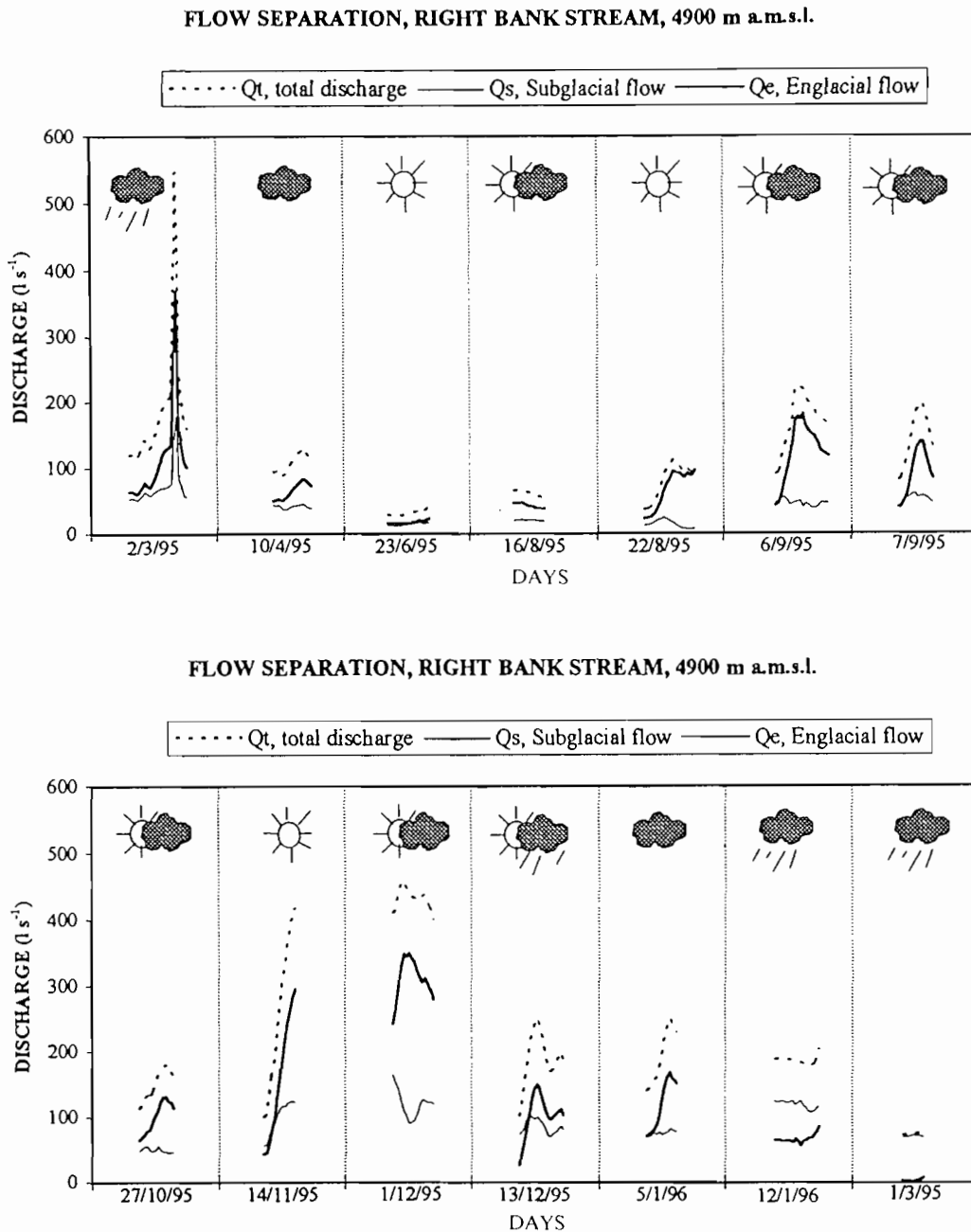


Figure 5. Total flow separation into englacial and subglacial components, at the right bank proglacial stream. Q_i and Q_e are always in phase and Q_s sometimes peaks in advance of the Q_i or Q_e maximum

(Röthlisberger, 1972). Minimal chemical enrichment occurs during its passage because this water moves only in contact with ice or in subglacial conduits through which the flow rate is high enough to prevent any solute loading (Collins, 1979). The water flows rapidly through the glacier from the surface, and its volume is highly controlled by the energy supply available for melting at the glacier surface. Net radiation is measured on Zongo Glacier at 5150 m (Figure 1). As on Conness Glacier, California, USA (Lecce, 1993), discharge from the Zongo glacierized catchment peaks an average of 2 hours after the net

FLOW SEPARATION, RIGHT AND LEFT BANK STREAMS, 6/9/95

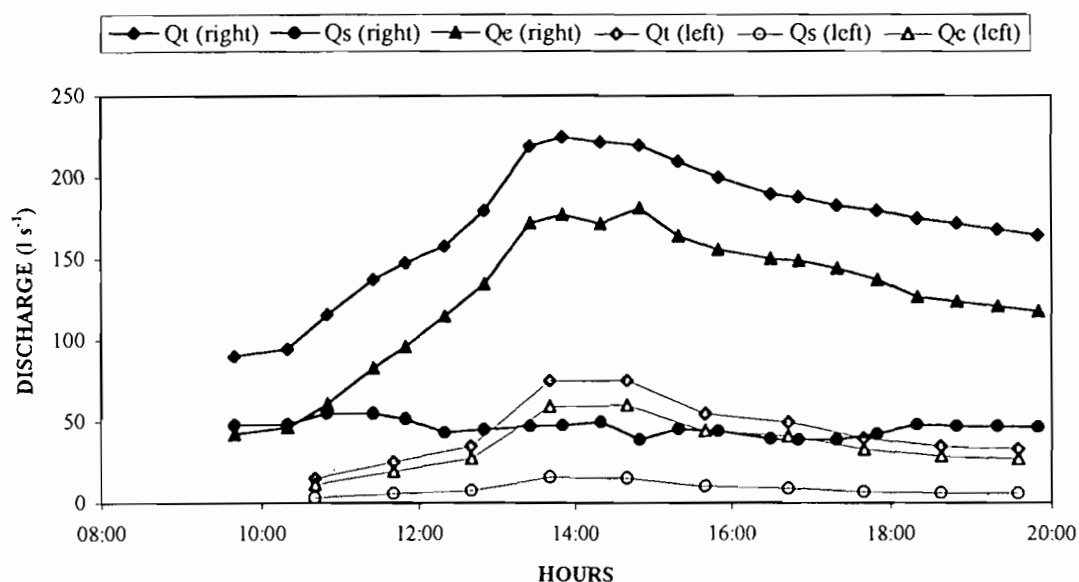


Figure 6. Comparison of the hydrographs between the right bank stream and the left bank stream, on 6 September 1995. The left bank stream is smaller and receives less water coming from the subglacial system

Table II. Results of flow separation using different tracers. Given, are the absolute as well as the relative portion of the individual components, with respect to the total discharge total, Q_t . The subscripts e, s, r and o indicate englacial, subglacial, recent (snow) and old (ice) discharges, respectively

	Flow separation based on:		Electrical conductivity				Stable isotope ¹⁸ O			
	Q_t (l/s)		Q_e (l/s)		Q_s (l/s)		Q_r (l/s)		Q_o (l/s)	
20 May 1997	32.3	100.0%	10.3	32%	22.0	68%	26.3	81.4%	6.0	18.6%
17 June 1997	55.1	100.0%	27.6	50%	27.5	50%	16.6	30.1%	38.5	69.9%

radiation maximum. A series of $(t + 2 \text{ hours})$ net radiation is highly correlated with englacial discharge, explaining more than 75% of the variance of Q_e (Figure 9).

2. *The base flow.* This flow is part of the subglacial flow and corresponds to meltwater coming from ice melting beneath the glacier. This water moves slowly, is always in contact with the bedrock or subglacial sediments and might store away in cavities. At this point, effective solute enrichment occurs because glacier erosion provides an important ionic supply by breaking the mineral lattices of basal particles or bedrock (Collins, 1979). This baseflow, born at the glacier bed and unaffected by diurnal temperature variations, may vary from season to season but cannot vary diurnally.
3. *The part of the subglacial flow presenting diurnal variations.* There is an additional part of the subglacial flow besides the baseflow. This part shows diurnal variations which is typical of englacial flow: clean surface meltwater drains through the glacier on pathways allowing chemical enrichment. These pathways could be englacial conduits connected to the basal drainage system or paths reaching the lateral morainic sediments. Hence, this original englacial water, and therefore underlying diurnal variations, increases the subglacial water volume.

In this whole section, post-mixing reactions of dilute and concentrated meltwaters are assumed to be negligible. Indeed, very few ionic species coming from granodiorite erosion might be involved in the

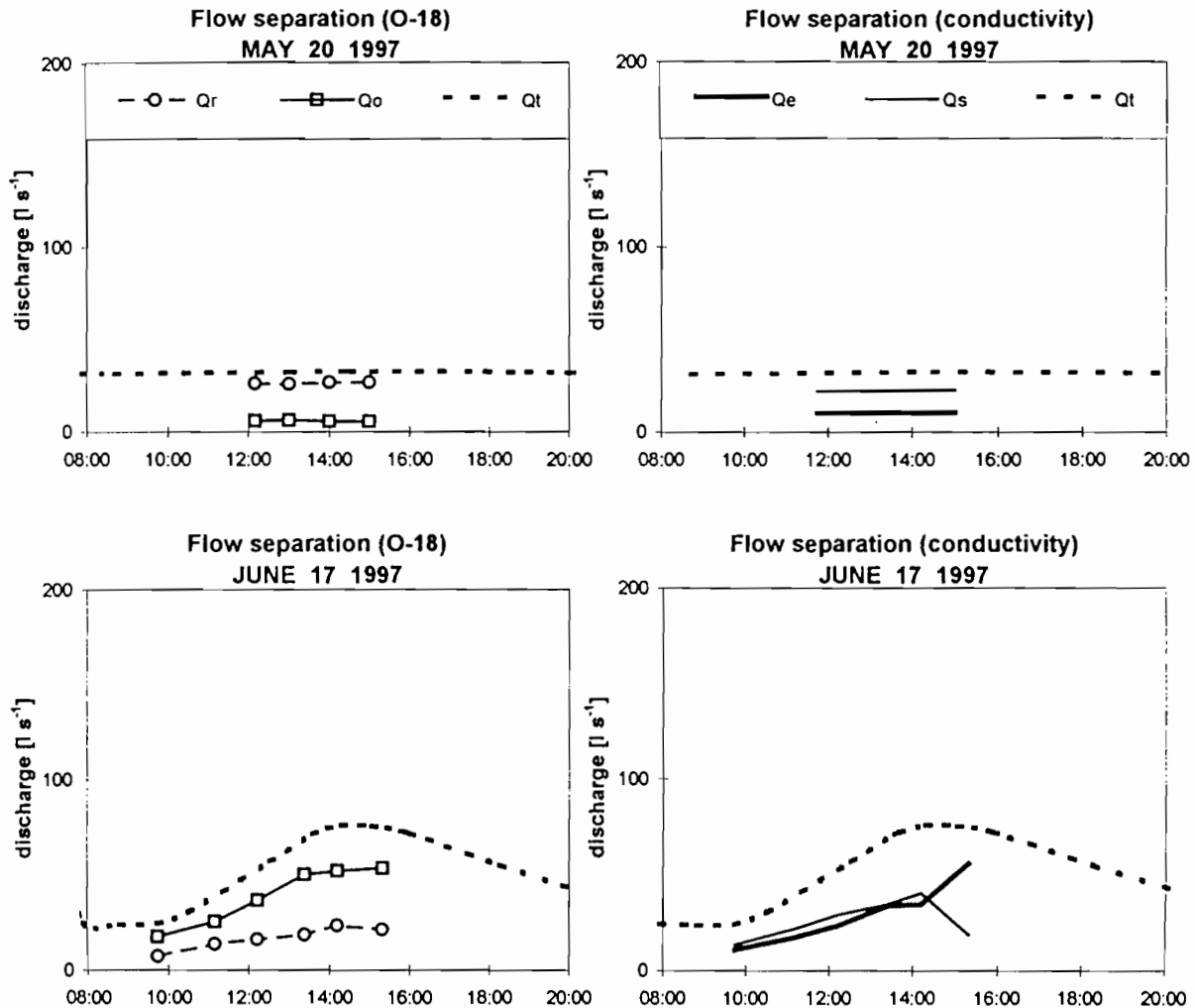


Figure 7. Comparison of flow separation using ^{18}O isotope (left) and electrical conductivity (right) on 20 May 1997 and on 17 June 1997. There is an interconnection between surface meltwater (Q_e , englacial flow) and the subglacial flow (Q_s) because part of the recent component of snowmelt (Q_r) feeds the subglacial system

carbonation reactions that dominate the post-mixing reactions (Brown *et al.*, 1994). Moreover, since comparative measurements never show any chemical enrichment between the right bank proglacial stream and the limnimeric station, there are no post-mixing reactions in the lake area. They might have occurred upriver of the right bank proglacial stream, but, in that case, our estimate of C_s includes their effect and the third flow separation based on the hydrograph shape is still valuable. Anyway, if these reactions were important in any part of the internal drainage system of the glacier, they should also affect the lake area. Since they do not, they are thought to be negligible.

Variations of glacier drainage system with seasons

Meltwater supply at the glacier surface is permanent throughout the year. Hence, englacial and subglacial conduits are maintained even in wintertime. Looking at 23 June 1995 and 16 and 22 August 1995 (Figures 4 and 5) shows that Q_e and Q_s are lower than in summertime when ablation is higher, but they still exist and the relative weight of Q_e seems to be a little higher: $Q_e = 65\text{--}90\%$ Q_t in austral winter and $Q_e = 50\text{--}80\%$ Q_t in summer. That means that, during the austral winter, englacial and subglacial systems are far less developed

FLOW SEPARATION, LIMNIMETRIC STATION, 1/12/95

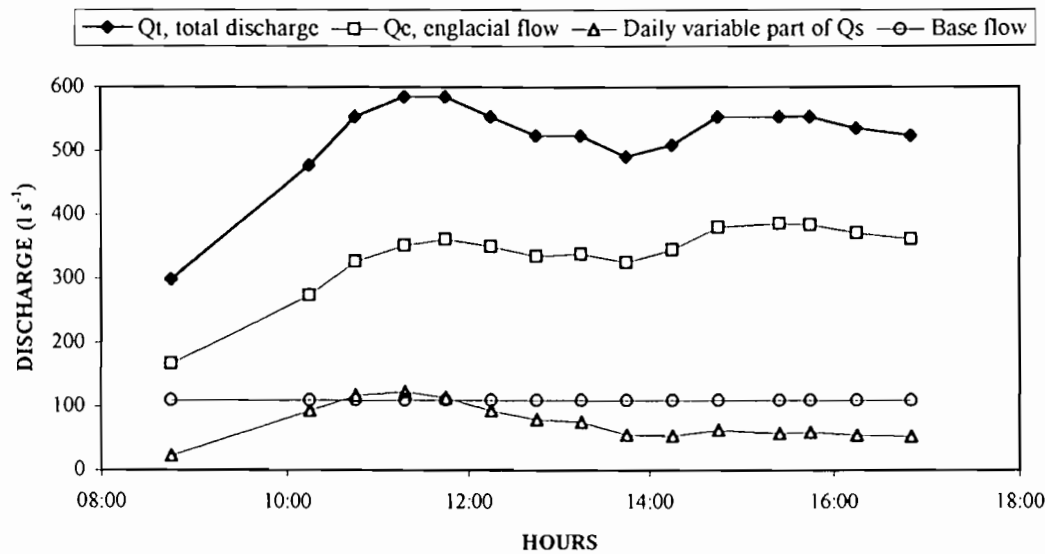


Figure 8. A third flow separation of the total flow, including the baseflow and the diurnal variable portion of the subglacial flow, on 1 December 1995

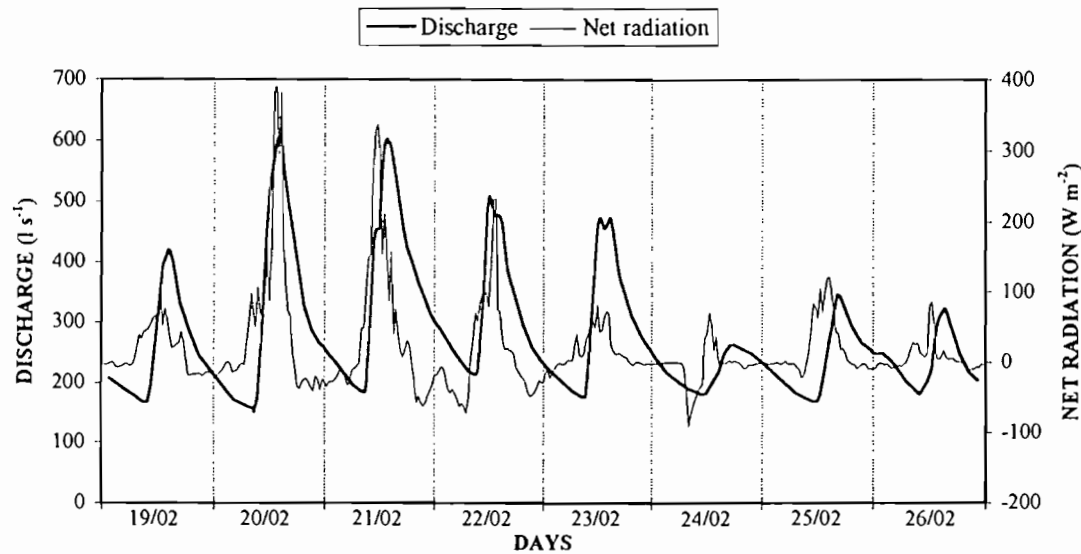


Figure 9. Comparison between discharge at the limnimetric station and net radiation, during an eight-day period in February 1995

than in summer (a large number of conduits, moulins or cavities must be closed off), especially within the subglacial system, which is sometimes reduced to less than 10% of Q_t . The baseflow is therefore further reduced in winter compared with summer, but is still not negligible. Glacier dynamics, which are partly controlled by the quantity of water available at the glacier sole (Lliboutry, 1965; Collins, 1979), may be affected by this result, and further studies comparing glacier velocity and variations of its drainage system might be useful.

The observation of flow separation on 22 August 1995 (Figures 4 and 5) leads to the conclusion that englacial and subglacial systems are still interconnected in winter. Indeed, Q_s presents diurnal variations that prove that englacial conduits communicate with the subglacial system. Some of the pathways detected by the dye-tracing experiments lead on the right bank side, where water is in contact with bedrock or sediments and experiences chemical enrichment. As this discharge amount is controlled by surface melting, the slow passage in contact with sediments causes a diurnal variation in the solute-charged runoff component.

In conclusion, the development of the internal drainage network of Zongo Glacier is controlled by the quantity of meltwater available at the surface. The more water melts at the surface, the more complicated the drainage system becomes. In wintertime, the hydrological network is in an elementary state with just enough meltwater to maintain basic englacial and subglacial systems. With a larger meltwater supply in summer, the complexity of this drainage system increases, with new conduits or cavities.

Comparative analysis with mid-latitude glaciers

In this intertropical zone, glaciers are submitted to climatic conditions drastically different from Alpine glaciers: in Bolivia, as in Cordillera Blanca, Peru, ablation is high and happens simultaneously with accumulation during the wet summer (November–March); ablation exists also during the dry winter (May–September), but is lower (Francou *et al.*, 1995). These particular climatic conditions imply differences in the drainage system of Tropical glaciers, in comparison with mid- or high-latitude glaciers.

Minimum conductivity values measured at the outlet of Zongo Glacier ($7\text{--}15\ \mu\text{S cm}^{-1}$) are much higher than those recorded on Conness Glacier, California, USA ($1\text{--}2\ \mu\text{S cm}^{-1}$) (Lecce, 1993), although the bedrock is of the same composition. This may be linked to the difference in size between the two glaciers (Zongo: $2.1\ \text{km}^2$; Conness: $<0.5\ \text{km}^2$): the larger the glacier, the longer the transit time in subglacial conduits, and hence the longer the contact between meltwater and the bedrock, which favours acquisition of solutes. Nevertheless, size differences between these two glaciers are not sufficient to explain the large difference observed in the values: unlike Conness Glacier, where the contribution of the subglacial flow is smaller ($Q_s = 5\text{--}25\% Q_t$), the Zongo Glacier drainage system must be more developed. It is composed not only of conduits, but also of cavities, where meltwater is stored and enriched in dissolved material. The evidence of storage cavities is demonstrated by the outburst flood we observed on 2 March 1995, when discharge from the right bank proglacial stream increased from 210 to $550\ \text{l s}^{-1}$ in less than 15 minutes. This steep discharge increase was barely visible at the limnimetric station because the frontal lake reduced the signal almost totally.

On this point, Zongo Glacier is comparable with the large Alpine glaciers such as Findelengletscher ($19.1\ \text{km}^2$) and Gornergletscher ($68.6\ \text{km}^2$), Switzerland, studied by Collins (1979): minimum and maximum diurnal conductivity values are of the same order of magnitude and total discharge hydrographs are also asymmetrical, suggesting that water flows through the hydrological network with a certain delay (Collins, 1979; Lecce, 1993). Therefore, the Zongo Glacier subglacial drainage system seems to be of the same order of complexity as those of the two large Alpine glaciers during the ablation season, although Zongo Glacier is much smaller. The highly developed hydrological network for this small glacier may be explained by climatic conditions: under tropical conditions, ablation is present throughout the year, maintaining a minimum amount of meltwater in the hydrological system. This water flowing in the hydrological network prevents sections of conduits and cavities from closing off, which happens in mid- or high-latitude glaciers in wintertime. Table III summarizes the differences observed between these two types of glaciers.

Moreover, differences in glacier dynamics between Tropical glaciers and Alpine glaciers might be explained by different water supplies at the glacier sole. In the Tropics, water flows at the glacier sole at any time of year, whereas in the Alps water flows beneath the glacier only in summer and the quantities are much higher. For this reason, looking at similar glaciers in summer, Tropical glacier velocity must be lower than that of Alpine glaciers because there is less water available to lubricate the bed. In winter, the reverse trend is observed. The range of glacier velocity fluctuations with season is thus shorter in the Tropics than in the Alps.

Table III. Comparative characteristics of four glaciers submitted to different climatic conditions. DS complexity/surf. is the drainage system complexity reported at the glacier surface

Glaciers	Zongo	Conness	Findelengletscher	Gornergletscher
Location	Boliva 16°S	California, 37°N	Switzerland, 47°N	Switzerland, 47°N
Surface	2.1 km ²	<0.5 km ²	19.1 km ²	68.6 km ²
Elevation	4900–6000 m a.m.s.l.	3400 m a.s.m.l.	2520–4190 m a.m.s.l.	2120–4600 m a.s.m.l.
Bedrock	Granodiorite	Granodiorite	Granite, Gabbro	Granite, Gabbro
Ablation	Throughout the year	In summer only	In summer only	In summer only
Estimate of C_s	65 $\mu\text{S cm}^{-1}$	9 $\mu\text{S cm}^{-1}$	68.2 $\mu\text{S cm}^{-1}$	44 $\mu\text{S cm}^{-1}$
Diurnal hydrograph	Asymmetrical	Symmetrical	Asymmetrical	Asymmetrical
Presence of cavities	Yes	No	Yes	No
Drainage systems DS	Highly developed	Poorly developed	Highly developed	Highly developed
DS complexity/surf.	+++	+	+	+

CONCLUSIONS

The assumptions involved in the use of mixing models for analysis of drainage systems in mid-latitude glacierized basins have been critically evaluated in recent papers (e.g. Sharp *et al.*, 1995). On Zongo Glacier (Bolivia), electrical conductivity analysis of glacial meltwater and dye-tracing experiments show that these assumptions seem more realistic for tropical glaciers, mainly because ablation occurs throughout the year. Seasonal fluctuations of solute acquisition are small, assuming a low variability of residence times. There is no leaching effect in the first meltwater. Comparative measurements of electrical conductivity at different sites imply that post-mixing reactions have to be negligible downstream of the glacier.

Moreover, during the warm and wet season, the contribution of englacial flow varies from 50 to 80% of the total discharge, except during recession flow when subglacial flow provides almost all the water escaping from the glacier. Discharge is inversely proportional to conductivity. Diurnal variations of subglacial flow and comparison of flow separations based on ¹⁸O isotope and on electrical conductivity suggest that englacial and subglacial conduits are interconnected. It is possible to make another separation of the total flow by subdividing the subglacial component of the flow into a baseflow, which is seasonally variable, and a contribution coming from the englacial system, presenting diurnal variations.

Comparing Zongo Glacier with small or large Alpine glaciers, we can say that, at equal size, tropical glaciers have an internal drainage network more developed and complex than Alpine ones. This result is certainly explained by the fact that, in the Tropics, continuous ablation throughout the year maintains a basic drainage network in winter, which rapidly improved by the arrival of summer meltwater.

The Zongo drainage system may vary significantly from season to season: the quantity of meltwater is responsible for the complexity of the hydrological system, which is of primary importance to glacier dynamics. Indeed, glacier velocity, partly controlled by the amount of water at the glacier bed, may be lower in winter than in summer. However, this velocity difference is smaller than observed for mid-latitude glaciers.

ACKNOWLEDGEMENTS

This glaciological programme is supported by L'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. We are grateful for the assistance received from IHH (Instituto de Hidraulica e Hidrologia), UMSA (Universidad Mayor de San Andrés) and SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología y Hidrología) in La Paz. For the field measurements, the efforts of Rolando and Oscar Fuertes are much appreciated. Discharge measurements were performed at the limnimetric station, built up by the Bolivian Power Company (COBEE).

REFERENCES

- Brown, G. H., Sharp, M. J., Tranter, M., Gurnell, A. M., and Nienow, P. W. 1994. 'Impact of post-mixing chemical reactions on the major ion chemistry of bulk meltwaters draining the Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland', *Hydrol. Process.*, **8**, 465–480.
- Brown, G. H., Tranter, M., and Sharp, M. J. 1996. 'Experimental investigations of the weathering of suspended sediment by alpine glacial meltwater', *Hydrol. Process.*, **10**, 579–597.
- Collins, D. N. 1979. 'Quantitative determination of the subglacial hydrology of two alpine glaciers', *J. Glaciol.*, **23**, 347–361.
- Fenn, C. R. 1987. 'Electrical conductivity', in Gurnell, A. M. and Clark M. J. (eds), *Glacio-fluvial Sediment Transfer*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, pp. 377–414.
- Francou, B., Ribstein, P., Saravia, R., and Tiriau, R. 1995. 'Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S', *J. Glaciol.*, **41**, 61–67.
- Gurnell, A. M. and Fenn, C. R. 1984. 'Flow separation, sediment source areas and suspended sediment transport in a pro-glacial stream', *Catena*, **5**(suppl.), 109–119.
- Lecce, S. A. 1993. 'Flow separation and diurnal variability in the hydrology of Conness Glacier, Sierra Nevada, California, U.S.A.', *J. Glaciol.*, **39**, 216–222.
- Lliboutry, L. 1965. *Traité de Glaciologie*, Vol. 2. Masson, Paris. Chap. 16.
- Lliboutry, L. 1968. 'General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers', *J. Glaciol.*, **7**, 21–58.
- Male, D. H. and Granger, R. J. 1981. 'Snow surface energy exchange', *Wat. Resour. Res.*, **17**, 609–627.
- Maloszewski, P. and Zuber, R. J. 1990. 'Mathematical modeling of tracer behavior in short-term experiments in fissured rocks', *Wat. Resour. Res.*, **26**, 1517–1528.
- Nye, J. F. 1973. 'Water at the bed of a glacier', *IAHS Publ.*, **95**, 189–194.
- Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B., and Saravia, R. 1995. 'Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia', *J. Hydrol.*, **165**, 221–234.
- Roche, M. A., Aliaga, A., Campos, J., Pena, J., Cortes, J., and Rocha, A. 1990. 'Hétérogénéité des précipitations sur la Cordillère des Andes Boliviennes', in Lang, H. and Musy, A. (eds), *Hydrology in Mountainous Regions I. Hydrological Measurements; the Water Cycle*. *IAHS Publ.*, **193**, 381–388.
- Röthlisberger, H. 1972. 'Water pressure in intra- and subglacial channels', *J. Glaciol.*, **11**, 177–203.
- Sharp, M. and Richards, K. 1996. 'Integrated studies of hydrology and water quality in glacierized catchments', *Hydrol. Process.*, **10**, 475–478.
- Sharp, M., Brown, G. H., Tranter, M., Willis, I. C., and Hubbard, B. 1995. 'Comments on the use of chemically based mixing models in glacier hydrology', *J. Glaciol.*, **41**, 241–246.
- Walder, J. S. 1986. 'Hydraulics of subglacial cavities', *J. Glaciol.*, **32**, 439–445.
- Weertman, J. 1964. 'The theory of glacier sliding', *J. Glaciol.*, **5**, 287–303.

2.3.2.3. Conclusion : résumé des principaux résultats

Pour les glaciers tropicaux dont l'ablation est permanente, les hypothèses de validité du modèle de mélange de *Collins* [1979] sont réunies de façon à pouvoir l'appliquer. En effet, les réactions chimiques post-mélange sont négligeables comme le prouvent les analyses comparatives sur deux sites de mesures. La plus grande partie des espèces ioniques concernées dans cette étude sont conservatives. De plus, il est aussi nécessaire que la composition ionique des eaux intra- et sous-glaciaires soient inchangées dans le temps et dans l'espace. Cette hypothèse est vérifiée sur les glaciers tropicaux car l'alimentation permanente en eau de fusion superficielle permet de maintenir les conduits de chaque réseau ouverts toute l'année. Ainsi, les temps de résidence ne sont pas ou peu modifiés. Et de plus, il n'y a pas d'effet de lessivage brutal des ions par les premières eaux de fusion qui percolent à travers le manteau neigeux [*Harrington et al.*, 1996].

- **Séparation des écoulements du Glacier Zongo**

Le débit est inversement proportionnel à la conductivité. En effet, les variations journalières du débit sont dues à une alimentation accrue en eau de fusion superficielle, qui circule principalement à travers le réseau intraglaciaire. L'arrivée de cette eau "propre" dilue l'eau du torrent émissaire, faisant ainsi chuter sa conductivité. Pendant la saison humide, la contribution du réseau intraglaciaire varie entre 50 et 80% du débit total, sauf quelques rares jours de fortes précipitations, où la fusion superficielle est très réduite et le débit total correspond presque uniquement à la composante sous-glaciaire. Le fait que l'écoulement sous-glaciaire présente des variations journalières et la séparation des débits à l'aide des isotopes de l'oxygène constituent des preuves pour affirmer que les deux réseaux, intra- et sous-glaciaires sont interconnectés. Il est même possible de séparer la composante sous-glaciaire en deux : l'écoulement de base provenant d'une fusion sans variation diurne et circulant au contact du lit rocheux, et la composante provenant de la fusion superficielle, mais s'écoulant sous le glacier et qui passe nécessairement par un maximum journalier. En saison sèche, la contribution intraglaciaire est légèrement plus forte, le réseau général perd un peu de sa complexité mais l'interconnexion entre les deux réseaux subsiste.

- **Particularités des glaciers tropicaux par rapport à leurs cousins de la zone tempérée**

Malgré sa petite taille, le Glacier Zongo possède un réseau de drainage interne très complexe, et comparable sur ce point aux grands glaciers de la zone tempérée. Cette particularité est à mettre en relation avec le fait que le réseau est alimenté toute l'année, contrairement aux glaciers des Alpes par exemple. Cette eau empêche une grande partie des conduits de se refermer, maintenant ainsi un réseau minimum même en saison sèche, lors de l'étiage. En conséquence, la présence constante de ce lubrifiant qu'est l'eau à la base du glacier suggère que les variations saisonnières du glissement basal du glacier sur son lit sont moindres, par rapport à ce que l'on peut observer sur des glaciers de la zone tempérée.

2.4. Analyse glaciologique

Dans ce chapitre, nous présenterons successivement les bilans de masse du Glacier Zongo estimés chaque mois dans la zone d'ablation, les variations du gradient de ce bilan en fonction de l'altitude (appelé aussi le coefficient d'activité du glacier) et les fluctuations du front. Pour chacune des parties abordées, nous nous efforcerons de donner des éléments de comparaison avec les glaciers de la zone tempérée qui sont mieux connus. Une partie de cette analyse glaciologique sur la période 1991-93 a déjà été publiée dans *Franco et al.* [1995], mais nous donnerons les résultats sur une période plus longue, 1991-98.

2.4.1. Bilan de masse

2.4.1.1. Réseau de balises et mesures d'accumulation

La Figure 2.14 est une carte simplifiée du glacier qui permet de localiser toutes les balises d'ablation ainsi que les sondages pour mesurer l'accumulation dans la partie haute du glacier. Ces sondages associés à des mesures de densité sont réalisés en fin de saison d'accumulation, donnant ainsi le bilan d'accumulation du glacier pour la saison humide, et en fin d'année hydrologique pour obtenir le bilan sur l'année en zone d'accumulation. Pour la zone d'ablation, un réseau de balises dont l'émergence est mesurée chaque début de mois, donne une bonne idée de la variabilité spatiale du bilan.

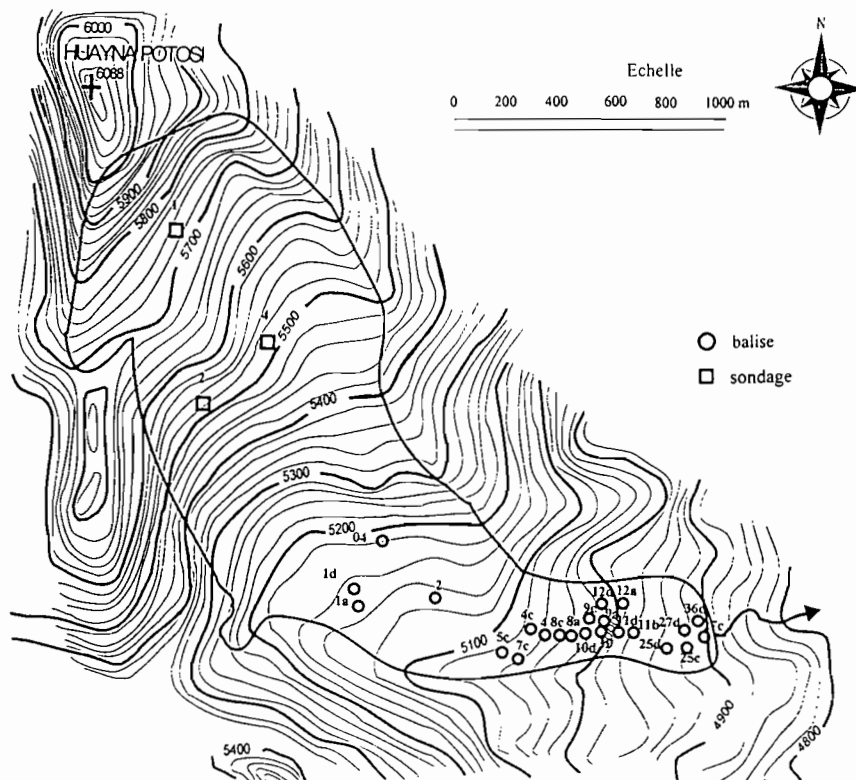


Figure 2.14. Position des balises d'ablation et des sondages permettant de mesurer l'accumulation sur le Glacier Zongo

2.4.1.2. Estimation du bilan de masse

Il faut distinguer le bilan de masse mensuel mesuré dans la zone d'ablation du glacier, entre le front et 5200 m, altitude de la plus haute balise d'ablation, du bilan spécifique de l'ensemble du glacier dont on peut avoir une estimation deux fois par an, à la fin de la saison humide et de l'année hydrologique. Les bilans mensuels par tranches d'altitude sont obtenus en moyennant les valeurs des variations de l'émergence de chaque balise de la tranche considérée. Le bilan spécifique pour l'ensemble du glacier est estimé grâce aux valeurs des balises, et aux mesures des sondages. Aucune mesure n'est réalisée entre 5200 et 5500 m à cause des difficultés d'accès. Aussi, nous réalisons une interpolation linéaire entre ces deux altitudes. De plus, la valeur du sondage à 5700 m est affectée à la tranche 5700-6000 m.

- **Bilan spécifique de l'ensemble du glacier**

Pour les 7 années hydrologiques, le Tableau 2.12 donne le bilan spécifique b_n , le bilan spécifique cumulé Σb_n , l'accumulation c qui est en fait la précipitation annuelle sur le glacier, l'ablation spécifique a ($a = b_n - c$), l'altitude de la ligne d'équilibre, ELA où le bilan est nul, la proportion de la superficie de la zone d'accumulation par rapport à la surface totale, AAR, ainsi que l'avance (+) ou le recul (-) du front du glacier. À titre comparatif, nous avons aussi ajouté sur ce tableau le bilan de masse estimé par l'hydrologie b_H (sans prise en compte de la sublimation). La Figure 2.15 est une illustration de ce bilan.

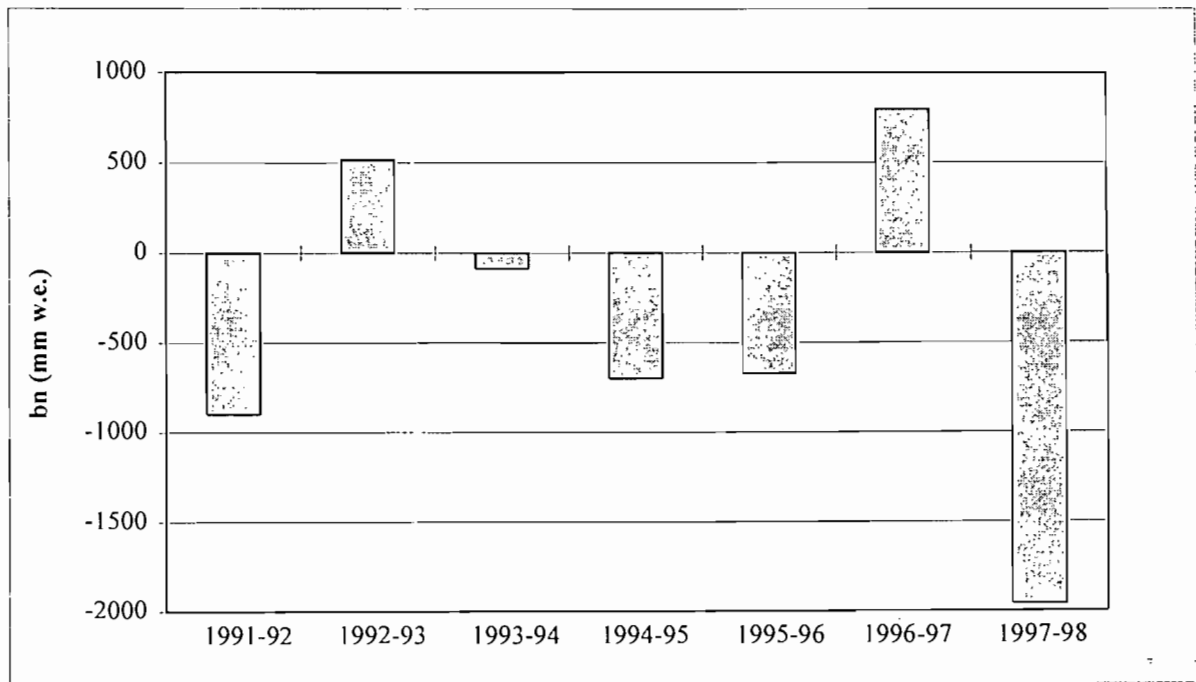


Figure 2.15. Bilan de masse spécifique annuel entre 1991 et 1998 (7 années de mesure)

Tableau 2.12. Bilan spécifique et différents paramètres glaciologiques

Années	b_p mm w.e.	Σb_p mm w.e.	c mm w.e.	a mm w.e.	ELA, m	AAR, %	Front, m	b_H mm w.e.
1991-92	-900	-900	827	-1727	5500	39	-12.3	-1441
1992-93	+516	-384	1099	-583	5050	88	+1.1	-72
1993-94	-88	-472	1145	-1233	5250	64	-10.2	-447
1994-95	-703	-1175	868	-1571	5450	44	-6.4	-1249
1995-96	-675	-1850	949	-1624	5425	47	-11.8	-1258
1996-97	+797	-1053	1141	-344	5075	89	-15.6	-226
1997-98	-1961	-3014	787	-2748	5525	37	≈-10	-2577

Pour les 7 années représentées, deux possèdent un bilan spécifique excédentaire, une est équilibrée et les autres sont déficitaires. En moyenne, la tendance générale est au déficit avec un bilan spécifique moyen de -430 mm w.e. pour l'ensemble de la période. Les deux derniers cycles qui sont le centre de notre étude de bilan d'énergie, concentrent sur deux années les deux extrêmes de la série. Il est aussi intéressant de remarquer que les bilans spécifiques les plus négatifs correspondent aux deux événements El Niño les plus intenses de la période. Nous reviendrons sur ce point en détails dans le chapitre 4.

• Bilan spécifique mensuel par tranche d'altitude

La Figure 2.16 montre le bilan spécifique mensuel pour la tranche d'altitude 5030-5170 m, tranche qui concerne la SMA pour le calcul du bilan d'énergie. Les années 1992-93 et 1996-97 présentent un bilan équilibré, ce qui signifie que la SMA se situe à l'altitude de la ligne d'équilibre. À l'opposé, cette tranche d'altitude peut posséder un bilan extrêmement déficitaire comme pour le dernier cycle, 1997-98 où plusieurs mois ont une ablation qui dépasse 1 m d'eau, et le cumul annuel est supérieur à 5 m d'ablation.

Cette tranche d'altitude 5030-5170 m joue un rôle charnière pour le bilan spécifique annuel. En effet, plusieurs cas sont à distinguer selon que cet intervalle d'altitude est balayé par la ligne de névé au cours de l'année ou non. Lors d'une année à bilan positif ou équilibré, la ligne de névé reste toujours en aval de la tranche d'altitude considérée et quelle que soit la saison, le bilan reste positif ou proche de zéro. À l'opposé, le cycle 1997-98 qui présente un bilan négatif record, a presque toujours vu la ligne d'équilibre en amont de 5170 m. Dans ce cas, la tranche d'altitude 5030-5170 m est en conditions d'ablation toute l'année avec des conditions d'ablation plus favorables en saison humide (-2.72 m entre nov. 97 et fév. 98) qu'en saison sèche (-1.28 m entre mai et août 98). Les cycles intermédiaires comme 1993-94 ou 1994-95 voient la ligne de névé balayer la tranche d'altitude 5030-5170 m. En saison humide, la ligne de névé est en aval de 5030 m et cette zone est en conditions d'accumulation, avec une ablation environ trois fois plus réduite par rapport à la saison sèche où la ligne de névé est remontée en amont de 5170 m, et où la zone est en conditions d'ablation (-0.34 m et -0.63 m entre novembre et février et -1.03 m et -1.80 m entre mai et août pour 1993-94 et 1994-95 respectivement).

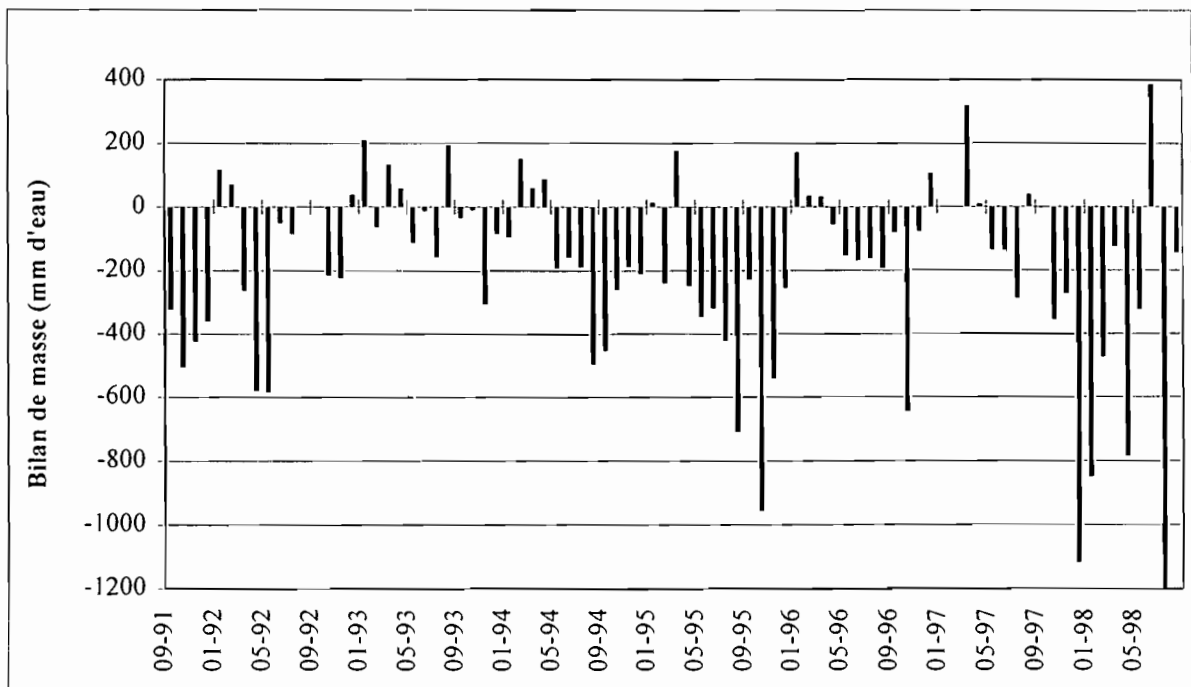


Figure 2.16. Bilan de masse spécifique mensuel pour la tranche d'altitude 5030-5170 m (Sept. 1991 - Août 1998)

2.4.1.3. Comparaison bilan glaciologique, bilan hydrologique

Le Tableau 2.12 compare le bilan de masse spécifique obtenu d'une part à l'aide des mesures glaciologiques, et d'autre part avec les données hydrologiques. Le bilan hydrologique ne considère pas la sublimation et par conséquent, devrait correspondre à une surestimation du bilan de masse. Ce n'est pas du tout le cas puisqu'il reste toujours largement inférieur au bilan glaciologique, de 0.5 m environ avec une année où l'écart est encore plus important et atteint 1 m d'eau (1996-97). Les raisons invoquées pour expliquer ce phénomène sont multiples et concernent soit le bilan glaciologique, soit le bilan hydrologique, le premier étant probablement surestimé et le second, sous-estimé. La sous-estimation du bilan hydrologique s'explique en partie par une sous-estimation des précipitations sur le glacier. En effet, nous prenons comme valeur pour les précipitations la mesure du pluviomètre à 4770 m augmentée de 20%, valeur comparable à la moyenne des pluviomètres totalisateurs. Cependant, ces derniers sont situés sur des crêtes de moraines le plus souvent, or s'il y a un glacier qui s'écoule entre ces moraines, c'est bien parce que la vallée où il se trouve piège les précipitations. L'effet de site sur les précipitations solides est donc fondamental surtout dans les régions de haute montagne comme l'ont souligné *Vincent et al.* [1997] sur le Dôme du Goûter (Massif du Mont Blanc). En outre, nous avons vu dans la section 2.3.1.3. que de nombreuses approximations sur le calcul de ce bilan hydrologique entraînent une précision moyenne de celui-ci. Concernant le bilan glaciologique, la répartition non aléatoire des balises situées préférentiellement sur des zones plates et accessibles (qui explique l'absence totale de balises entre 5200 et 5500 m) et le petit nombre de mesures en zone d'accumulation sont à l'origine de la faible précision de ce bilan.

2.4.1.4. Comparaison avec les glaciers de la zone tempérée

Sur une grande échelle de temps, les glaciers tropicaux ont suivi une évolution assez comparable aux glaciers de la zone tempérée, avec un déphasage plus ou moins important selon les événements. Les larges moraines dans la partie basse du Glacier Zongo constituent la preuve que les glaciers tropicaux ont aussi connu un Petit Âge de Glace, qui s'est probablement terminé un peu plus tard que sous les latitudes moyennes (vers 1880-1900 alors que dans les Alpes, il s'est terminé vers 1820) [Thompson *et al.*, 1986]. Au cours du XX^{ème} siècle, alors que plusieurs phases de crues et décrues se sont succédées dans les Alpes [Reynaud, 1983], la tendance est au recul généralisé sous les Tropiques [Hastenrath & Ames, 1995b]. Ce recul a d'abord été lent puis vers 1980, il s'est brutalement accéléré [Hastenrath & Kruss, 1992 ; Kaser *et al.*, 1996]. Les glaciers tropicaux n'ont pas connu la courte phase d'avancée des glaciers alpins avant 1985 mais depuis cette date, le même phénomène de décrue est observé dans les Alpes. Il semble que cette tendance soit globale, et liée au réchauffement climatique [e. g. Oerlemans, 1994]. Les sept dernières années que nous présentons ici s'inscrivent dans cette tendance de recul rapide des glaciers de montagne partout dans le monde.

2.4.2. Coefficient d'activité et position de la ligne d'équilibre

L'altitude de la ligne d'équilibre s'obtient à la fin de chaque année hydrologique à partir de la courbe représentant le bilan de masse selon l'altitude. Pour construire cette courbe, on affecte à l'altitude z le bilan de la tranche d'altitude $[z-50\text{m}, z+50\text{m}]$. Le gradient de ce bilan en fonction de l'altitude noté db/dz , est appelé coefficient d'activité du glacier.

2.4.2.1. Coefficient d'activité du glacier

La Figure 2.17 représente le bilan spécifique selon l'altitude pour les 7 années hydrologiques. À l'exception du cycle 1991-92 qui donne un coefficient d'activité très faible pour la partie terminale du glacier (moins de 200 mm/100m !), les courbes sont à peu près parallèles et font apparaître un coefficient d'activité entre 4900 et 5100 m d'environ 2000 mm/100m. Entre le front et 5200 m d'altitude, d'année en année, les courbes sont assez parallèles ce qui suggère que le modèle linéaire de Lliboutry est applicable dans la zone d'ablation du glacier [Lliboutry, 1974]. Toutefois, plus haut en altitude, ce parallélisme est mal conservé. Réfutation du modèle linéaire ou incertitude de mesure due au manque de balises entre 5200 et 5500 m, il n'est pas possible de trancher tant que des balises ne seront pas installées dans la chute de séracs.

• Comparaison avec d'autres glaciers du monde

Ce gradient de l'ordre de 2000 mm/100m est élevé par rapport aux glaciers de la zone tempérée et semble tout à fait typique des glaciers tropicaux. En effet, Hastenrath [1984 et 1989] relève une valeur identique pour le Glacier Lewis au Kenya. Hastenrath & Ames [1995a] mesurent un gradient comparable sur le Glacier Yanamarey (Cordillère Blanche, Pérou) entre 1977 et 1988. et le coefficient d'activité du glacier 15 de l'Antizana (Équateur) est aussi de 2300 mm/100m [Sémiond *et al.*, 1997]. Par contre, les glaciers de la zone tempérée donnent des coefficients d'activité bien plus faibles, de l'ordre de 720 mm/100m pour le glacier d'Argentière (Massif du Mont Blanc) entre 1975 et 1996 [Vallon *et al.*, 1995]. De même, à l'aide des données de Kuhn *et al.* [1979] sur le glacier Hintereisferner, Kaser [1996] prouve que le gradient vertical de bilan de masse considéré comme la référence dans les Alpes, est de 770 mm/100m dans les premiers 400 m sous la ligne d'équilibre. Ce coefficient d'activité très élevé sous les Tropiques constitue donc

une particularité importante des glaciers tropicaux, discutée en détails dans Kaser *et al.* [1996]. Nous donnerons une explication à ce comportement singulier dans le chapitre 4.

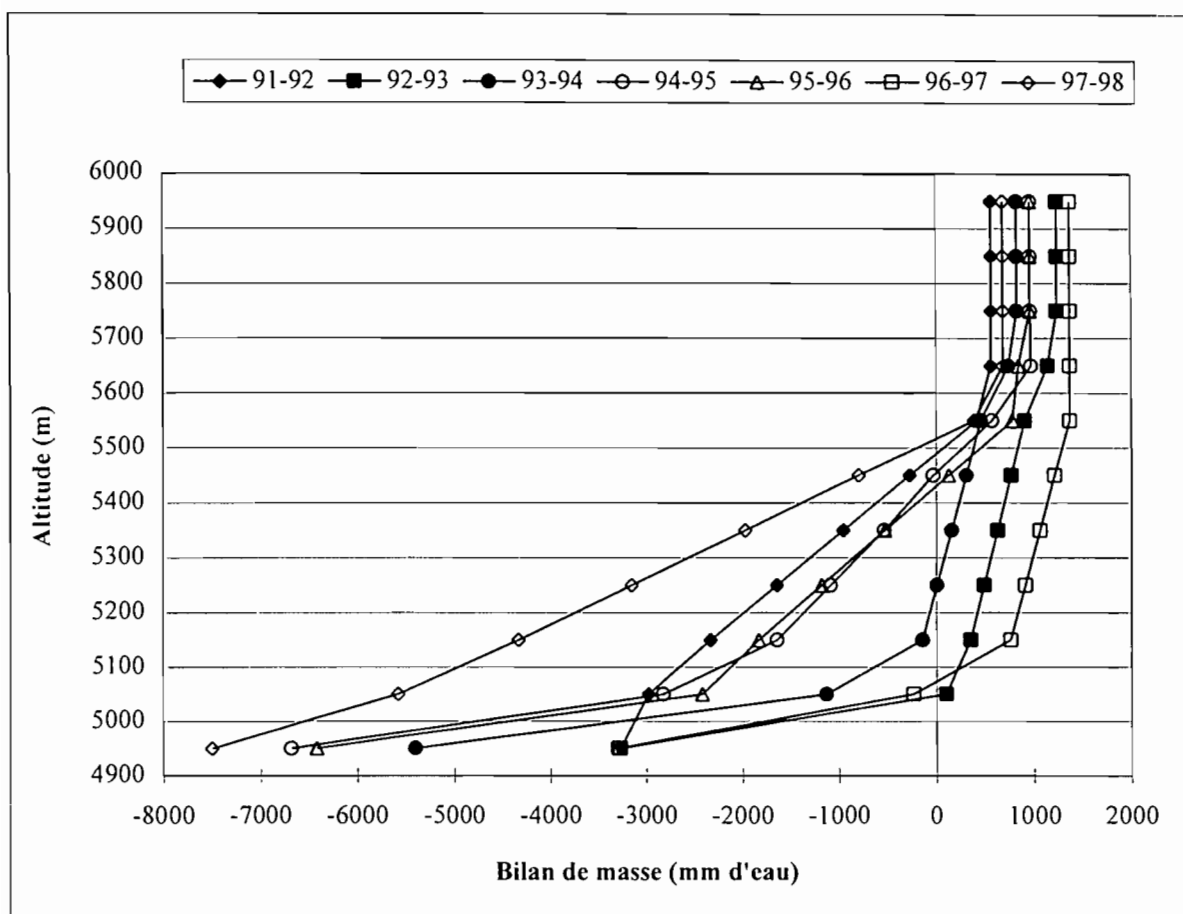


Figure 2.17. Bilans de masse annuels en fonction de l'altitude pour les 7 années de mesures (1991 - 1998)

• Saison humide et saison sèche

Les gradients du bilan en fonction de l'altitude pour la saison humide et la saison sèche du cycle 1996-97 sont représentés sur la Figure 2.18 (à cause de la forte ablation qui a occasionné la perte des balises en dessous de 5150 m, le cycle 1997-98 n'a pu être ajouté sur cette figure). Une différence nette est visible entre les saisons. En effet, à toutes les altitudes, ce gradient est bien plus fort en saison humide qu'en saison sèche, d'autant plus que la quasi-totalité de l'accumulation a lieu pendant la saison humide. Ainsi, comme le soulignaient déjà *Francoy et al.* [1995], le bilan spécifique annuel est en grande partie contrôlé par les conditions de la saison humide, où, et l'accumulation, et l'ablation sont maximales. La durée de cette saison et les conditions météorologiques qui règnent pendant ces quelques mois de l'année sont donc les facteurs fondamentaux qui déterminent si le bilan annuel sera équilibré, excédentaire ou au contraire, déficitaire.

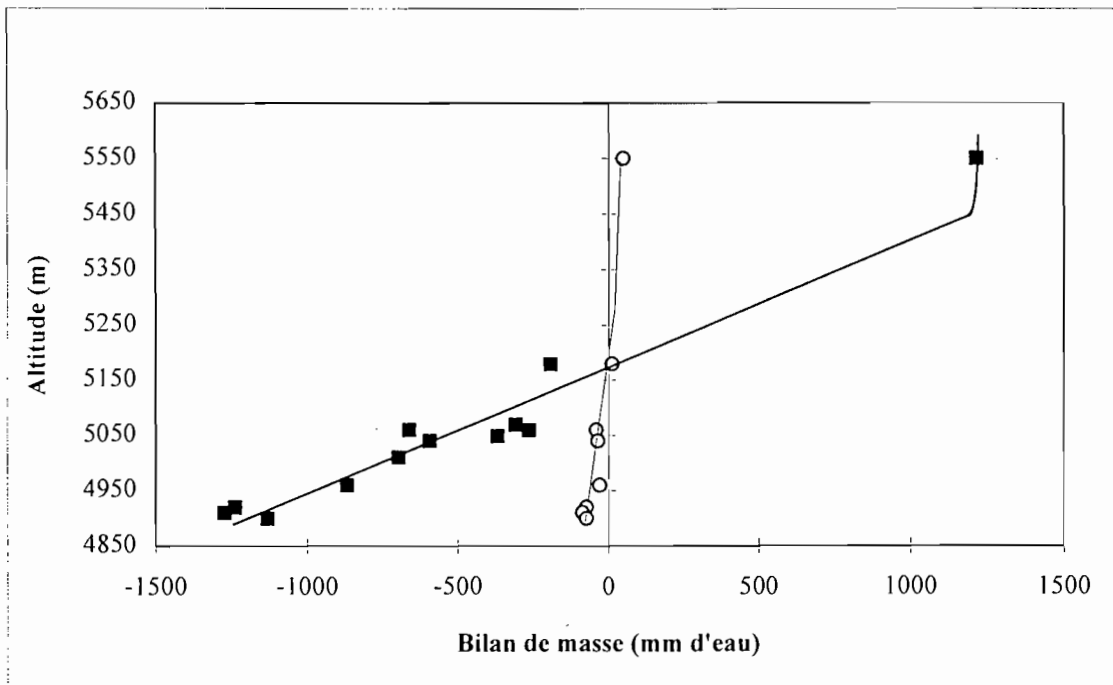


Figure 2.18. Bilans de masse saisonniers en fonction de l'altitude pour l'année 1996-97. Les carrés correspondent aux mesures de la saison humide (Sep. 1996 - Fév. 1997) et les cercles, à celles de la saison sèche (Mars - Août 1997).

2.4.2.2. Position de la ligne d'équilibre

Le Tableau 2.12 et la Figure 2.19 présentent l'altitude de la ligne d'équilibre en fonction du bilan spécifique net annuel. Il existe une bonne anticorrélation entre la ELA et le bilan spécifique, avec un coefficient de corrélation r^2 de 0.86 pour les 7 années étudiées. Plus le bilan est excédentaire, moins haute est la ligne d'équilibre. La pente de la droite est de -0.2 m/mm de bilan ce qui correspond à une baisse de la ELA égale à 100 m pour un bilan augmenté de 500 mm d'eau. Un bilan équilibré correspond à une ELA située à 5240 m. Cette ligne imaginaire sépare le glacier en deux zones, la zone d'ablation et la zone d'accumulation. On définit ainsi un nouveau paramètre qui varie aussi linéairement avec le bilan, la proportion de la surface de la zone d'accumulation par rapport à la surface totale du glacier (AAR). Plus le bilan est excédentaire, plus cette proportion augmente. Le bilan est équilibré lorsque l'AAR est de 70% ce qui signifie qu'en valeur absolue, le bilan par unité de surface dans la zone d'ablation est environ deux fois plus fort que dans la zone d'accumulation. Par exemple, en 1993-94, $b_n = -88 \text{ mm}$, AAR = 64%, le bilan moyen pondéré par la surface dans la zone d'ablation est de $-135 \text{ mm d'eau par m}^2$, alors qu'il est de $+40 \text{ mm par m}^2 \text{ d'eau}$ dans la zone d'accumulation.

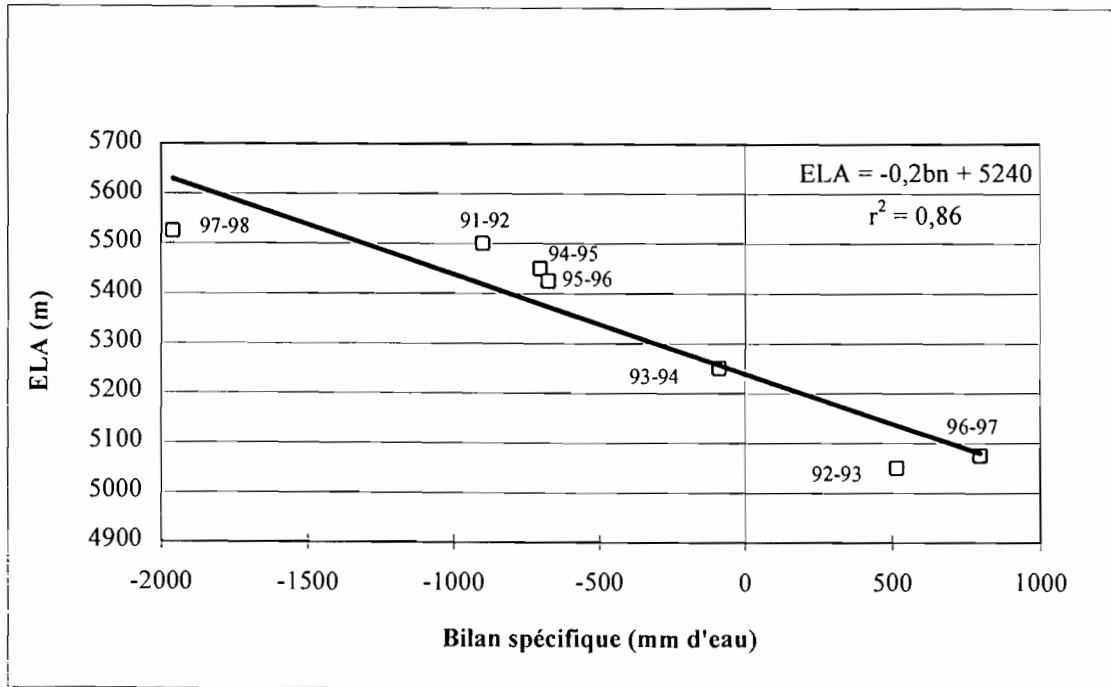


Figure 2.19. Altitude de la ligne d'équilibre (ELA) fonction du bilan de masse spécifique

2.4.3. Fluctuations du front

Le Tableau 2.12 donne les valeurs du recul du front du glacier, qui sont en moyennes de -10 m par an. Les fluctuations du front ne sont absolument pas corrélées au bilan de masse. Par exemple, le recul maximum a lieu en 1996-97, année où le bilan est le plus excédentaire. En effet, le front du glacier réagit avec une certaine inertie aux variations du bilan de masse, inertie induite par les modifications de la dynamique du glacier engendrées par les perturbations de masse. L'étude de la dynamique de l'écoulement du glacier est mal documentée sur le Glacier Zongo et ne sera pas abordée dans le cadre de ce travail.

2.5. Conclusion

Les glaciers de la zone intertropicale externe sont donc soumis à des conditions météorologiques fort différentes de leurs cousins de la zone tempérée : faible amplitude annuelle de température, radiation incidente solaire constante au cours de l'année, humidité relative élevée, température du manteau neigeux de surface peu variable, etc. Ainsi, ces glaciers présentent un régime tout à fait singulier caractérisé par une ablation permanente au cours de l'année. Toutefois, cette ablation, due en majorité à la fusion de surface du glacier, est très saisonnière comme l'indique l'enregistrement du débit du torrent émissaire : ce débit est réduit en saison sèche et il est trois à quatre fois plus fort en saison humide, la saison d'accumulation sur le glacier. À première vue, il semblerait logique que la saisonnalité du débit soit liée à la forte variabilité saisonnière des précipitations. Cette hypothèse est vite rejetée car les précipitations sont toujours sous forme solide sur le glacier, et qu'il existe une anticorrélation entre précipitation et débit : au lieu de constituer un apport direct d'eau au torrent émissaire, les chutes de neige jouent un rôle modérateur en réfléchissant une plus grande partie de la radiation solaire incidente, et en limitant ainsi l'apport d'énergie pour fondre la glace. La fusion à la surface du glacier est donc l'unique pourvoyeur d'eau pour le torrent émissaire. Mais alors, quels sont les variables météorologiques responsables de la forte saisonnalité de cette fusion ? Sous les latitudes tempérées, la forte amplitude thermique annuelle explique de façon évidente les crues des torrents glaciaires en été, et l'absence d'écoulement en hiver. Mais dans la zone intertropicale, il n'y a ni été ni hiver pour expliquer cette différence saisonnière du débit ! Pour répondre à cette interrogation, nous avons alors décidé d'estimer chaque transfert d'énergie à l'interface entre le glacier et l'atmosphère, et de suivre leur évolution au cours de l'année. Ceci revient à calculer le cycle annuel du bilan d'énergie en un point du glacier, sujet traité dans les chapitres 3 et 4.

Chapitre 3

Méthodes de calcul du bilan d'énergie, et problèmes rencontrés

3.1. Définition du bilan d'énergie

Dans son livre *Boundary Layer Climates* qui nous a servi de référence, Oke [1987] décrit avec précision et pédagogie la façon d'aborder une étude de bilan d'énergie. Il traite notamment du cas particulier d'une surface de neige ou glace. Comme lui, en guise d'introduction à une analyse de bilan d'énergie sur un glacier, nous commencerons par rappeler les échelles de temps et d'espace qui intéressent les transferts d'énergie que nous considérons, pour ensuite donner l'équation complète de ce bilan sur un glacier.

3.1.1. Couche limite de surface et transferts d'énergie variés

Une étude de bilan d'énergie concerne les interactions entre l'atmosphère et la surface de la Terre. L'influence de la surface est limitée à la couche basse de l'atmosphère, appelée troposphère dont l'altitude maximale est celle de la tropopause (à environ 15 km dans la zone intertropicale). À l'échelle de la journée, cette influence est réduite à la couche limite atmosphérique qui est le siège de la turbulence, c'est-à-dire un brassage intense produit par la friction de l'atmosphère sur la surface, et par le décollement de masses d'air surchauffées au voisinage du sol. Le développement de la couche limite atmosphérique varie en fonction du cycle solaire journalier, de plusieurs kilomètres la journée lorsque la surface de la Terre est chauffée par le Soleil, à moins de 100 m la nuit. Au sein de la couche limite atmosphérique, on distingue la couche limite de surface caractérisée par une turbulence intense de petite échelle engendrée par la rugosité de la surface et la convection. Son épaisseur change aussi en fonction du cycle solaire journalier, de 50 m environ la journée à quelques mètres la nuit. Malgré sa grande variabilité à court terme (à l'échelle de la seconde), cette couche est homogène horizontalement sur des échelles de temps plus longues de l'ordre de 10 minutes. De plus, cette couche est aussi appelée "couche à flux constants" car, par définition de cette couche limite de surface, les flux d'énergie verticaux qui la traversent présentent des variations en fonction de z qui n'excèdent pas 10%.

C'est la couche limite de surface qui nous intéresse dans notre étude ponctuelle de bilan d'énergie sur le Glacier Zongo. En effet, cette couche située au voisinage immédiat de la surface, est largement perturbée par les changements des variables météorologiques (température de l'air, humidité, vitesse de vent, etc.) qui surviennent à des échelles de

temps réduites (de l'ordre de la seconde). Ainsi, les flux d'énergie qui traversent cette couche sont sans arrêt modifiés. Or ce sont eux qui apportent de l'énergie à la surface de la Terre, et par exemple, l'énergie disponible pour la fusion en surface du glacier dépend entièrement de ces flux. Ceux-ci sont soit radiatifs (rapides oscillations d'un champ électromagnétique, caractérisées par leurs longueurs d'onde λ), soit conductifs (transfert de chaleur au sein d'un milieu par collision des molécules en mouvement), et soit convectifs (mouvements verticaux de masses d'air transportant de l'énergie et de la masse d'un endroit à un autre). Pour cette dernière catégorie de flux, le bilan de masse intervient, d'une façon intimement liée au bilan d'énergie.

3.1.2. Équation du bilan d'énergie pour un glacier

L'équation du bilan d'énergie est la formulation de la conservation de l'énergie dans un volume qui peut s'exprimer de la façon suivante :

$$\text{Entrée} - \text{Sortie} = \text{Stockage} \quad (3.1)$$

Pour une couche de neige ou glace, deux processus propres au milieu considéré viennent compliquer cette formulation. Le premier est dû au fait qu'une partie de la radiation courtes longueurs d'onde pénètre dans la neige/glace. Pour pallier ce problème, nous considérons un volume de neige/glace suffisamment important pour qu'à sa base, il n'y ait plus de transfert de radiation solaire. Par conséquent, l'albédo obtenu grâce à des pyranomètres courtes longueurs d'onde situés à 1 m au-dessus de la surface n'est pas une valeur de surface, mais une valeur volumique. Le deuxième problème vient du fait que dans la gamme de températures considérée, la glace peut changer de phase. Ce terme de changement d'état doit figurer dans l'équation. Ainsi, si nous ignorons les transferts horizontaux d'énergie, et si nous définissons un volume qui va de la surface jusqu'à une profondeur où les flux verticaux de chaleurs sont négligeables, le bilan d'énergie du manteau neigeux ou de la glace peut s'écrire :

$$R + H + LE + G + P = \Delta Q_M + \Delta Q_S \quad (3.2)$$

où R est la radiation nette toutes longueurs d'onde, H est le flux turbulent de chaleur sensible, LE est le flux turbulent de chaleur latente, G est le flux conductif dans la neige/glace, P est le flux d'énergie apporté par les précipitations. Par convention, les flux dirigés vers la surface sont positifs, et ceux qui en repartent sont négatifs. Selon son signe, chacun de ces 5 flux peut être un gain ou une perte pour le volume de glacier considéré. Le stockage de l'énergie dans la neige/glace peut se faire sous deux formes selon que la neige/glace est à 0°C ou non. La première correspond au changement de phase solide \leftrightarrow liquide au sein du manteau neigeux ou la glace (à température constante égale au point de fusion) : ΔQ_M est donc le terme de variation du stockage de chaleur latente due à la fusion ou au regel. La seconde, ΔQ_S correspond à une variation du stockage de la chaleur sensible au sein du volume, en relation avec une variation de la température de la neige/glace qui doit donc être sèche (sans eau liquide). La Figure 3.1 est une illustration de ce bilan d'énergie en surface du glacier.

Dans la suite de ce chapitre, nous allons considérer l'un après l'autre, chaque terme de ce bilan d'énergie et développer les façons de l'estimer, en analysant les problèmes que nous avons rencontrés. Quand cela est possible, nous essaierons aussi de donner une idée de la précision atteinte dans l'estimation de ces flux.

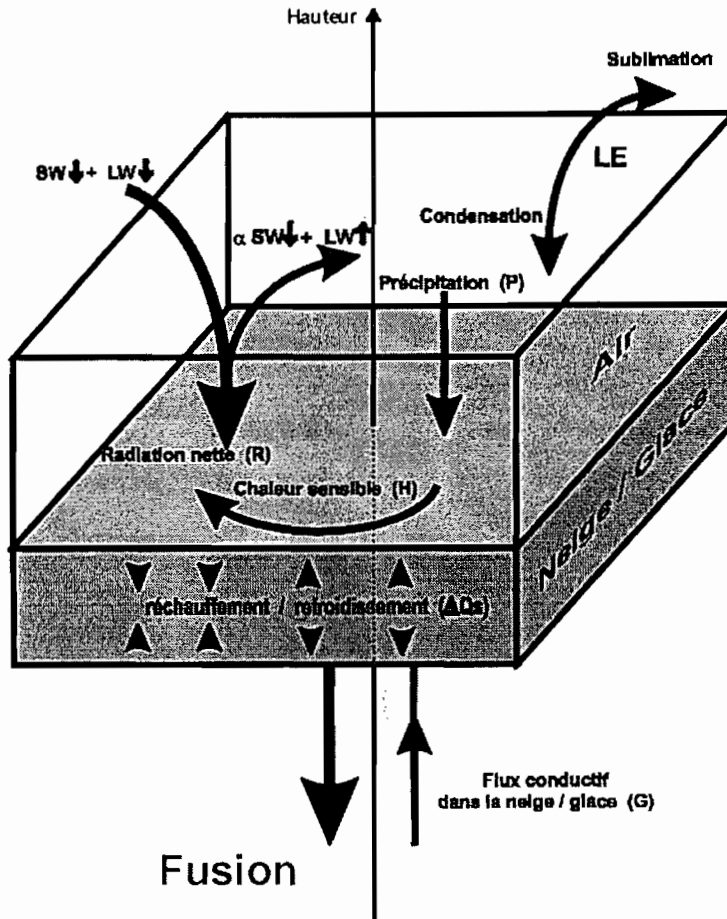


Figure 3.1. Illustration de l'équation du bilan d'énergie 3.2. Les transferts énergétiques sont matérialisés par des flèches.

3.2. Radiation nette toutes longueurs d'onde

3.2.1. Équation du bilan radiatif

La radiation nette toutes longueurs d'onde est le bilan des radiations courtes longueurs d'onde incidentes et réfléchies, et des radiations grandes longueurs d'onde incidentes et émises par la surface [e. g. Lliboutry, 1964] :

$$R = SW\downarrow (1 - \alpha) + LW\downarrow - LW\uparrow \quad (3.3)$$

où $SW\downarrow$ est la radiation courtes longueurs d'onde incidente, $\alpha (= SW\uparrow/SW\downarrow)$ est l'albédo courtes longueurs d'onde de la surface de neige/glace, $LW\downarrow$ est la radiation grandes longueurs d'onde incidente, et $LW\uparrow$ est la radiation grandes longueurs d'onde émise par la surface. Rappelons que l'albédo de cette surface en partie transparente aux radiations solaires, est une valeur intégrée sur un volume. Il est nécessaire de définir ici ce que l'on entend par grandes et courtes longueurs d'onde. Les limites sont légèrement variables selon les auteurs. Les radiations courtes longueurs d'onde sont les radiations solaires. Le Soleil émet dans la gamme de longueur d'onde 0.25-25 μm mais 99% de son

énergie est transmise dans la gamme 0.28-5 μm [Duguay, 1993]. Brugman [1991] donne comme limites pour les courtes longueurs d'onde 0.3 et 1.1 μm . Les radiations grandes longueurs d'onde sont celles émises par les éléments du système terrestre, comme la surface terrestre ou l'atmosphère. L'atmosphère reçoit, absorbe et réémet partiellement dans l'infrarouge [Paltridge & Platt, 1976]. Male & Granger [1981] écrivent que pour une majorité des études, les grandes longueurs d'onde correspondent à des longueurs supérieures à 4 μm . Entre 1.1 et 4 μm , il n'y a pratiquement pas d'énergie transmise. En conclusion, les pyranomètres de la SMA à 5150 m ($0.35 < \lambda < 1.1 \mu\text{m}$) donnent bien les radiations courtes longueurs d'onde, et le bilanmètre ($0.25 < \lambda < 60 \mu\text{m}$) effectue une mesure à la fois des courtes et grandes longueurs d'onde.

Sur le Glacier Zongo, la radiation nette est obtenue directement à l'aide d'un bilanmètre Q-6 (Campbell). La précision de cet appareil affichée par le constructeur est variable et dépend fortement de son horizontalité vérifiée à chaque visite de routine, tous les 10 jours environ. Par exemple, une erreur d'angle de 5° fait chuter la précision de la mesure de $\pm 6\%$ environ. De plus, sans ventilation externe, ce type de bilanmètre muni d'un dôme recouvrant le capteur peut présenter de larges erreurs de mesures dues aux effets radiatifs [e. g. Halldin & Lindroth, 1992 ; Konzelmann & Ohmura, 1995]. Les conditions les plus défavorables sont rassemblées sur le Glacier Zongo : radiation solaire très forte, et vent faible. Aussi, de façon à contrôler la précision de nos mesures, nous avons jugé utile de recalculer la radiation nette en évaluant indépendamment chaque terme de l'équation 3.3, pour ensuite comparer le résultat obtenu avec la mesure du bilanmètre. En outre, cette analyse permet de compléter la section 2.2.2.3. (albédo et radiations), puisque nous donnerons l'évolution temporelle des flux radiatifs grandes longueurs d'onde. Dans la suite, nous présentons successivement chaque terme du bilan radiatif pour conclure sur la précision des mesures effectuées.

3.2.2. Radiations courtes longueurs d'onde

Les radiations solaires incidentes et réfléchies sont mesurées directement par les pyranomètres de la SMA à 5150 m (cf. section 2.2.2.3.). La radiation incidente reçue au niveau de la station est en fait composée de trois termes : la radiation directe qui provient du Soleil en ligne directe, la radiation diffusée (diffractée et réfléchi par les particules de l'atmosphère) et celle réfléchi par les pentes voisines pour les régions montagneuses [Duguay, 1993]. Une partie de la radiation solaire est absorbée par l'atmosphère principalement par la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone et l'ozone. La radiation solaire réfléchi est principalement fonction de l'état de surface du glacier (neige ou glace, présence d'impuretés, rugosité, type de grains, etc.), et aussi de l'angle d'incidence de la radiation incidente (l'albédo augmente lorsque l'angle d'incidence est oblique sur la surface).

Sans ventilation externe, l'intense radiation solaire qui règne à la surface du glacier peut engendrer une augmentation de la température du capteur (même lorsque celui-ci est blanc). Toutefois, ce réchauffement du pyranomètre est sans effet sur la mesure des radiations courtes longueurs d'onde qui est indépendante de la température. La seule précaution à prendre est de s'assurer que le capteur supérieur n'est pas obstrué, comme lors de chutes de neige. Dans cette situation, une correction systématique a dû être appliquée à la composante incidente comme décrit au chapitre 2, section 2.1.3.1. La précision obtenue sur les radiations courtes longueurs d'onde est donc celle affichée par le constructeur, soit $\pm 3\%$.

3.2.3. Radiations grandes longueurs d'onde

Les radiations grandes longueurs d'onde sont les radiations thermiques émises dans l'infrarouge de tout élément du système terrestre (tout corps qui n'est pas au zéro absolu rayonne). Dans l'atmosphère, les gaz qui influencent le plus les transferts de radiations infrarouges sont l'eau (bande d'absorption à 6.3 μm), le dioxyde de carbone (bande d'absorption à 14.7 μm) et l'ozone (bande d'absorption à 9.6 μm). La SMA à 5150 m ne possède pas de capteur permettant de mesurer directement les radiations grandes longueurs d'onde. Aussi, nous avons calculé ces radiations incidentes et émises par la surface à l'aide des données météorologiques dont nous disposons.

3.2.3.1. Radiation grandes longueurs d'onde incidente

En région montagneuse au relief prononcé, la radiation thermique des terrains avoisinants apporte une contribution non négligeable au flux total grandes longueurs d'onde incident sur un point particulier. La radiation totale incidente à la SMA à 5150 m peut donc s'exprimer de la façon suivante [e. g. *Male & Granger*, 1981 ; *Olyphant*, 1986 ; *Duguay*, 1993 ; *Plüss & Ohmura*, 1997] :

$$LW\downarrow = (\epsilon_a \sigma T^4) V_f + (\epsilon_{ss} \sigma T_{ss}^4) (1 - V_f) \quad (3.4)$$

La radiation thermique totale est donc la somme de deux termes, le premier correspondant à la radiation émise par l'atmosphère ($LW_a = \epsilon_a \sigma T^4$), et le second, à celle émise par la surface des pentes avoisinantes. ϵ_a est l'émissivité de l'atmosphère, σ est la constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T est la température de l'air proche de la surface (en K), ϵ_{ss} et T_{ss} sont respectivement l'émissivité et la température des surfaces des pentes avoisinantes. Chaque terme de cette somme est pondéré par le masque V_f c'est-à-dire la proportion d'un hémisphère imaginaire de centre la SMA, non obstruée par les reliefs alentours. Pour calculer V_f , il suffit sur une carte du Glacier Zongo, de calculer les angles solides sous lesquels la SMA voit les reliefs qui l'entourent. À 5150 m, la proportion de l'hémisphère cachée par les pentes avoisinantes est de 27% : $V_f = 0.73$.

- **Radiation thermique atmosphérique**

T étant mesurée par le psychromètre de la SMA, il suffit d'estimer ϵ_a pour avoir la radiation thermique atmosphérique. L'émissivité de l'atmosphère dépend fortement de la quantité de vapeur d'eau présente dans celle-ci. Elle est obtenue grâce à la formule semi-empirique de *Brutsaert* [1975], augmentée des effets de la nébulosité [*Brutsaert*, 1982] (cas particulier d'une atmosphère standard à profil linéaire de température) :

$$\epsilon_a = [1.24(e/T)^{1/7}] (1 + 0.22N^2) \quad (3.5)$$

où e et T sont respectivement la pression de vapeur et la température de l'air proche de la surface, mesurées par les capteurs de la SMA (en hPa et K respectivement), et N est la fraction du couvert nuageux (en dixièmes). Nous disposons de bonnes estimations directes de N lors des missions prolongées sur le terrain. Le reste du temps, nous avons calculé N en comparant la radiation solaire incidente sur le site de mesure à la radiation extraterrestre théorique (Figure 2.11). L'atmosphère claire absorbe ou rétro-diffuse environ 90 W m^{-2} en moyenne journalière [*Wagnon et al.*, 1995] si bien que lorsque la radiation incidente journalière mesurée sur le site de la SMA est égale à la radiation extraterrestre diminuée de cette constante, on admet que $N = 0$. De même, on admet que

la valeur journalière minimale de $SW\downarrow$ sur la période de mesure (mars 1996 - août 1998) correspond à la nébulosité maximale ($N = 1$). Entre ces deux valeurs extrêmes, on estime que N varie linéairement, fonction de $SW\downarrow$. La Figure 3.2 compare cette valeur de N calculée avec la valeur estimée sur le terrain entre le 22 et 28 août 1996, période de nébulosité très variable. D'une part, cette méthode ne permet pas d'estimer la nébulosité la nuit puisque la radiation solaire est nulle. De façon à représenter le mieux possible la nébulosité nocturne en relation avec le cycle journalier des précipitations (cf. chapitre 2, section 2.2.1.3.), nous avons assumé que la nébulosité présentait une décroissance régulière de 0.1 par heure après le coucher du Soleil. D'autre part, la journée, les variations de N sont assez bien respectées, cette méthode apporte donc une estimation acceptable de ce paramètre. Notons que les différences observées sur la Figure 3.2 sont souvent dues au fait que la valeur observée est instantanée alors que la valeur calculée est une moyenne demi-horaire.

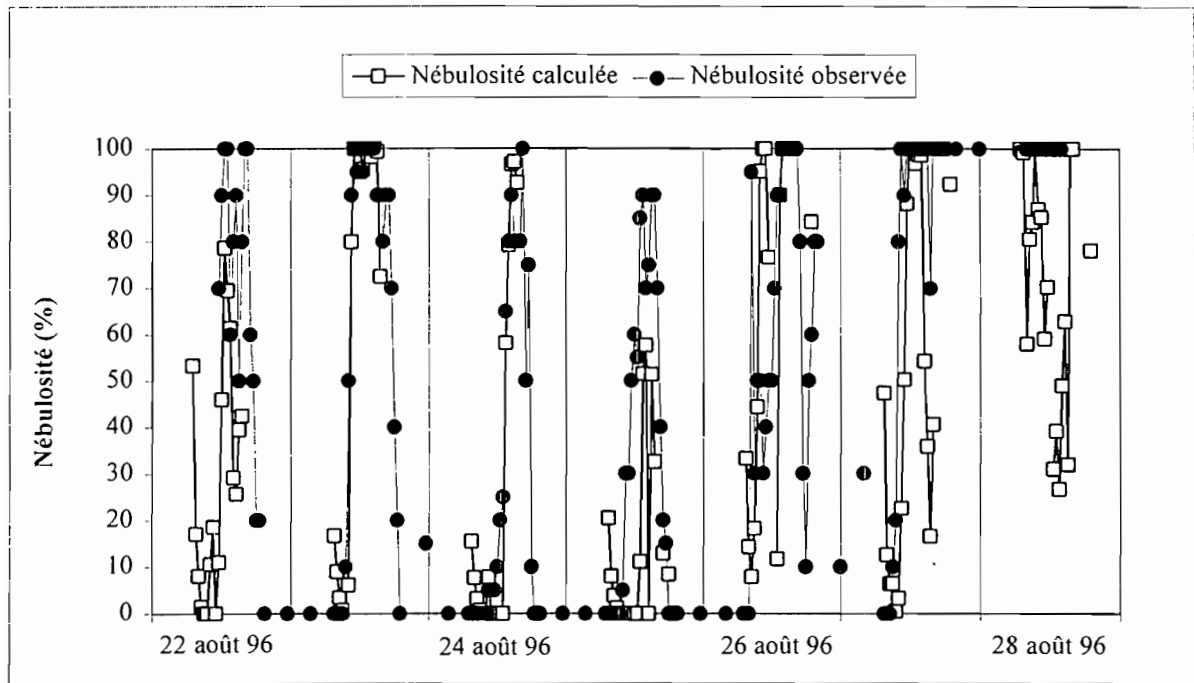


Figure 3.2. Comparaison entre la nébulosité calculée à partir de la radiation solaire incidente et la nébulosité mesurée à 5150 m entre le 22 et 28 août 1996

- **Radiation thermique émise par les pentes avoisinantes**

Elle correspond au deuxième terme de l'équation 3.4. Comme les pentes avoisinantes sont des pentes de neige/glace ou rocher, elles sont assimilées à des corps noirs d'émissivité ε_{ss} égale à 1 [Brutsaert, 1982]. Comme ce terme est pondéré par $1-V_f$, largement inférieur à 1, une approximation grossière de T_{ss} est suffisante [Male & Granger, 1981 ; Duguay, 1993]. Nous prendrons donc une valeur constante de 0°C pour ce paramètre.

• Radiation thermique incidente totale

La Figure 3.3 présente les moyennes journalières de la contribution atmosphérique, ainsi que de la radiation thermique incidente totale sur le site de la SMA à 5150 m pour la période complète de mesure (mars 1996 - août 1998). La moyenne mobile sur 15 jours de $LW\downarrow$ est aussi représentée. Le Tableau 3.1 donne les moyennes et extrêmes annuels et saisonniers des divers termes composant ce bilan radiatif mesuré et calculé.

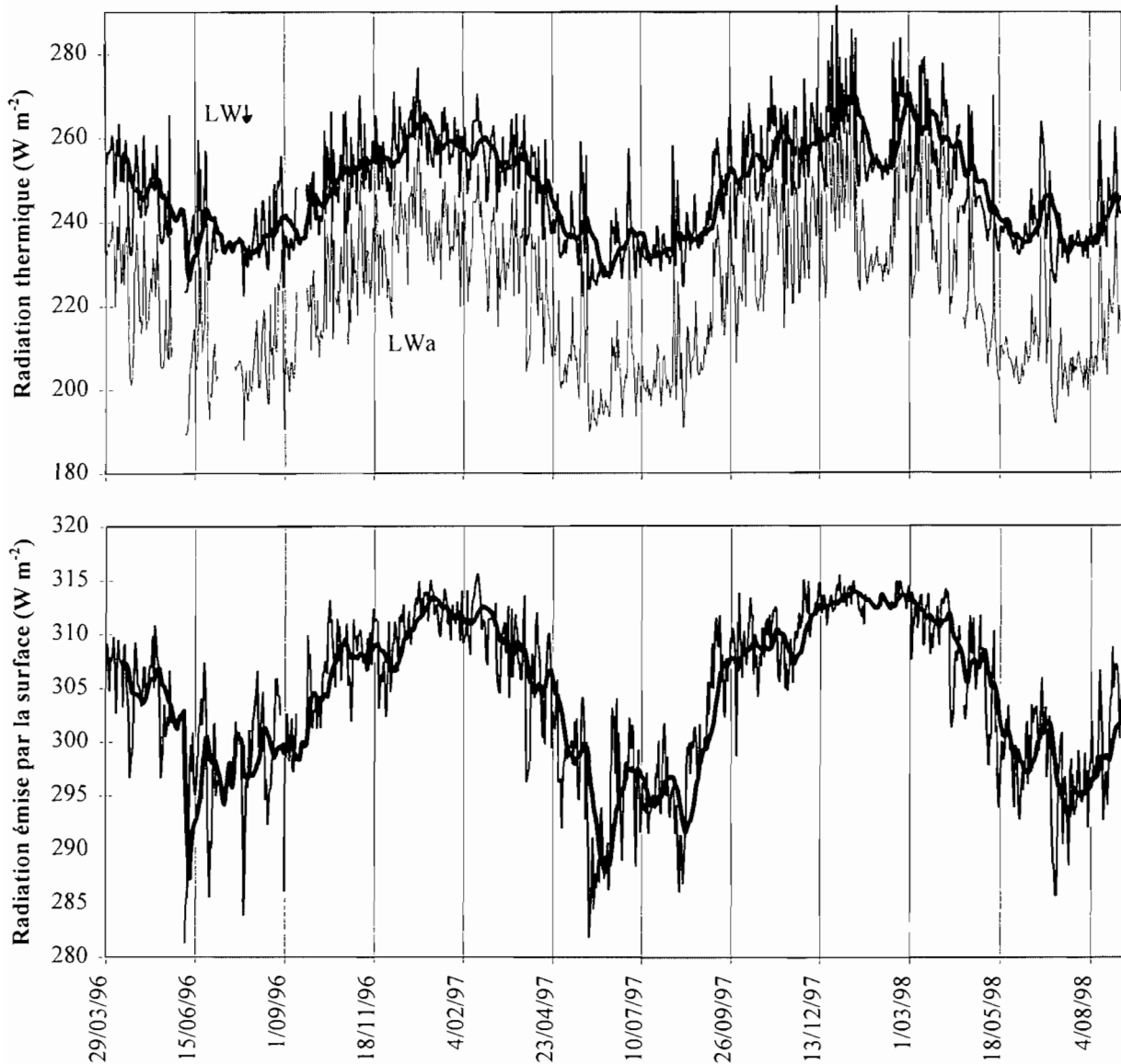


Figure 3.3. Valeurs journalières de la radiation grandes longueurs d'onde incidente $LW\downarrow$, de sa contribution atmosphérique LW_a (trait fin), de la radiation grandes longueurs d'onde émise par la surface $LW\uparrow$ et moyennes mobiles sur 15 jours (Mars 1996 - Août 1998)

Tableau 3.1. Moyennes et extrêmes annuels et saisonniers de $SW\downarrow$, $SW\uparrow$, ε_a , LW_a , $LW\downarrow$, $LW\uparrow$, R_c (radiation nette calculée à l'aide de l'équation 3.3) et R_m (radiation nette mesurée avec le bilanmètre Q-6)

Cycle 1	Sept. 96 - Août 97			Nov. 96 - Fév. 97			Mai 97 - Août 97		
Quantité	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.
$SW\downarrow, W m^{-2}$	86.4	211.8	369.2	108.0	196.7	340.3	86.4	219.7	289.7
$SW\uparrow, W m^{-2}$	23.9	155.4	306.3	68.9	165.8	306.3	61.4	147.4	225.9
ε_a	0.66	0.72	0.83	0.69	0.75	0.83	0.66	0.69	0.80
$LW_a, W m^{-2}$	189.9	221.2	262.3	217.0	236.5	262.3	189.9	204.8	238.2
$LW\downarrow, W m^{-2}$	223.8	246.7	276.7	243.6	257.8	276.7	223.8	234.7	259.1
$LW\uparrow, W m^{-2}$	281.8	303.8	315.6	302.3	310.7	315.6	281.8	295.2	304.1
$R_c, W m^{-2}$	-44.4	6.6	133.2	-34.2	-13.3	131.6	-44.4	11.5	65.4
$R_m, W m^{-2}$	-27.1	16.5	131.0	-21.7	12.7	109.2	-27.1	10.5	55.7

Cycle 2	Sept. 97 - Août 98			Nov. 97 - Fév. 98			Mai 98 - Août 98		
Quantité	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.
$SW\downarrow, W m^{-2}$	62.9	209.4	379.7	62.9	201.1	379.7	85.6	213.0	299.6
$SW\uparrow, W m^{-2}$	23.7	117.0	278.2	29.4	119.2	276.2	23.7	88.8	178.0
ε_a	0.66	0.73	0.86	0.67	0.75	0.86	0.66	0.69	0.81
$LW_a, W m^{-2}$	191.5	227.7	282.9	214.6	240.8	282.9	191.5	211.1	253.1
$LW\downarrow, W m^{-2}$	225.0	251.4	291.7	241.9	261.0	291.7	225.0	239.3	269.9
$LW\uparrow, W m^{-2}$	285.7	306.6	315.5	304.7	312.2	315.5	285.7	299.0	311.7
$R_c, W m^{-2}$	-33.5	47.5	226.5	-30.3	49.1	226.5	-28.9	67.1	145.9
$R_m, W m^{-2}$	-24.9	48.7	227.9	-21.6	59.0	227.9	-24.9	55.4	139.3

Remarque : cf. Tableau 2.6. Pour le calcul de R_c , nous avons éliminé les jours où nous avons appliqué la correction sur $SW\downarrow$, ce qui explique que la moyenne de R_c soit légèrement différente de la moyenne de la somme $SW\downarrow - SW\uparrow + LW\downarrow - LW\uparrow$.

Comme l'émissivité de l'atmosphère varie en fonction de la nébulosité et de la pression de vapeur d'eau dans l'atmosphère, la contribution atmosphérique de $LW\downarrow$ montre une saisonnalité marquée avec des valeurs minimales en saison sèche et maximales en saison humide. Comme l'on considère une contribution constante des pentes avoisinantes, la radiation thermique incidente totale suit exactement les variations de LW_a , oscillant entre $225 W m^{-2}$ (ciel clair) et $290 W m^{-2}$ (nébulosité maximale). La Figure 3.3 montre que dans les régions à relief accidenté, la contribution des pentes avoisinantes de la radiation thermique incidente est non négligeable puisqu'elle est responsable d'une élévation de 10% environ de cette dernière.

3.2.3.2. Radiation grandes longueurs d'onde émise par la surface

Cette radiation thermique est décrite par la loi physique de Stefan-Boltzmann :

$$LW\uparrow = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (3.6)$$

avec ε_s l'émissivité de la surface de neige/glace, σ , la constante de Stefan-Boltzmann et T_s , la température de surface au niveau de la SMA à 5150 m. Dans la gamme de l'infrarouge thermique, la neige/glace se comporte quasiment comme un corps noir donc ε_s est égale à l'unité [e. g. *Brugman*, 1991 ; *Duguay*, 1993]. T_s est obtenue par extrapolation logarithmique des températures de l'air mesurées à 30 et 180 cm au-dessus de la surface, avec une majoration par 0°C lorsque le résultat donne une température positive. Pour extrapoler, il est nécessaire de connaître la hauteur de rugosité. Nous verrons comment celle-ci est obtenue au cours de la section suivante 3.3. La Figure 3.4 compare la température de surface calculée avec cette méthode avec celle mesurée lors de deux missions prolongées sur le terrain (20-26 mai 1997, et 1-7 août 1997). Ces périodes ont été intentionnellement sélectionnées pendant une saison sèche car c'est à ce moment que T_s est la plus variable. Bien que les mesures correspondent à des valeurs instantanées et les calculs, à des valeurs moyennes sur ½ heure, on remarque que notre estimation de la température de surface est satisfaisante ($r^2 = 0.65$, pente 1 pour l'ensemble des deux périodes soit 113 points de mesures). En saison humide, l'amplitude de T_s est moindre et le calcul donne de meilleurs résultats. Connaissant T_s , $LW\uparrow$ se déduit simplement à l'aide de l'équation 3.6. La Figure 3.3 présente les moyennes journalières et la moyenne mobile sur 15 jours de la radiation thermique émise par la surface. Le Tableau 3.1 donne les moyennes et extrêmes annuels et saisonniers de cette quantité.

La radiation grandes longueurs d'onde émise par la surface oscille dans un intervalle restreint, entre 280 et 315 W m⁻². Elle est plus élevée en saison humide car la température de surface reste plus proche du point de fusion les nuits, qu'en saison sèche où la moyenne journalière de T_s descend parfois sous -5°C.

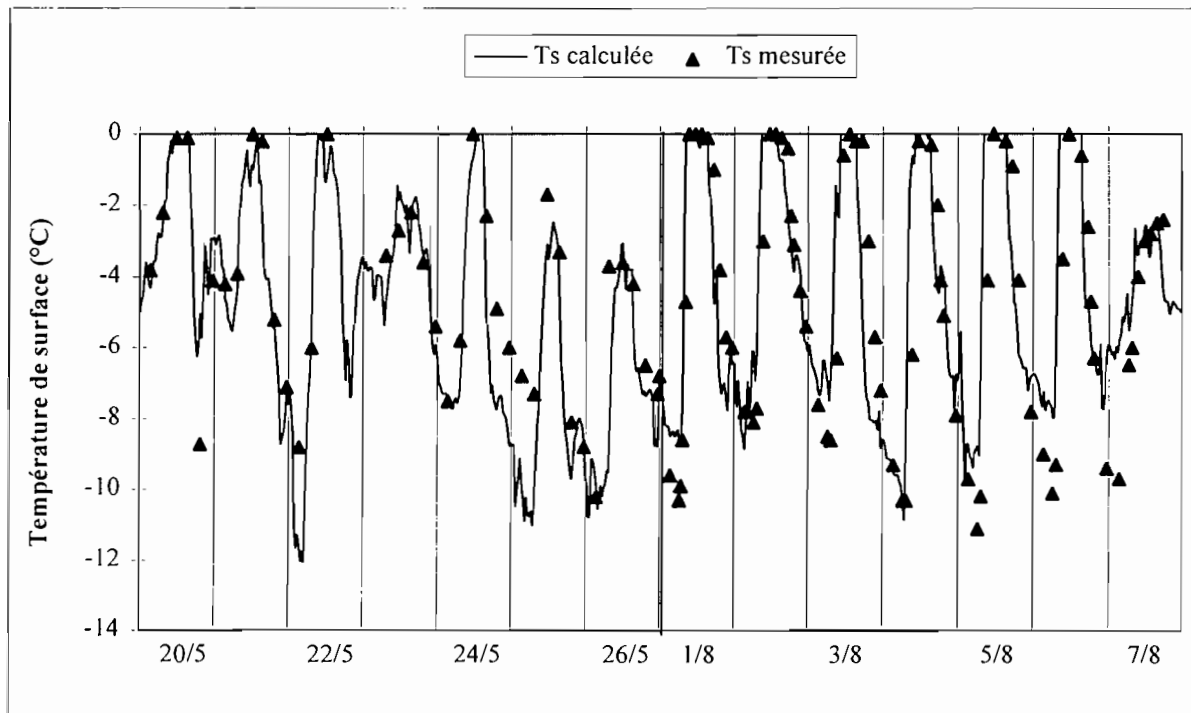


Figure 3.4. Comparaison entre la température de surface mesurée à 5150 m et celle calculée par extrapolation logarithmique des températures de l'air (Mai et Août 1997)

3.2.4. Radiation nette calculée et mesurée

La radiation nette toutes longueurs d'onde calculée (R_c) est le résultat de l'équation 3.3 (avec $SW\downarrow$ et $SW\uparrow$ mesurées par les pyranomètres) et la radiation nette mesurée (R_m) est donnée par le bilanmètre Q-6. De façon à vérifier la fiabilité de ce capteur, nous allons comparer R_m et R_c en considérant d'abord les moyennes demi-horaires sur une période de quelques jours de mission de terrain, puis les moyennes journalières sur la période complète d'étude.

- **Moyennes demi-horaires**

La Figure 3.5 présente les résultats obtenus sur la période allant du 21 au 31 août 1996. Cette période a été choisie car d'une part, nous étions sur le terrain et d'autre part, la radiation nette a fortement varié lors de ces 11 jours. Cette figure montre qu'il y a une très bonne corrélation entre R_c et R_m ($r^2 = 0.97$, pente 1, $n = 528$ points) ce qui suggère que dans les conditions rencontrées en août 1996, le bilanmètre Q-6 donne une mesure fiable de la radiation nette, malgré l'absence de ventilation externe. Remarquons toutefois que pendant la nuit comme celle du 26 au 27 août, il arrive que R_c et R_m montrent des divergences. Celles-ci sont attribuées à la nébulosité qui, la nuit, est estimée beaucoup moins fréquemment que la journée. En outre, le Glacier Zongo a subi une tempête de neige entre le 28 et le 30 août, maintenant une nébulosité maximale sur le site pendant près de 3 jours. Or cette période est marquée par une différence importante entre R_c et R_m , surtout la nuit. Ainsi, lorsque la nébulosité est très élevée, soit R_m surestime la radiation nette, soit R_c la sous-estime. Vues les nombreuses incertitudes sur les calculs des radiations grandes longueurs d'onde (sous-estimation de la nébulosité la nuit, formule 3.5 de Brutsaert donnant l'émissivité de l'atmosphère non adaptée dans les conditions de forte nébulosité, mauvaise estimation de T_{ss} et T_s , etc.), nous penchons plutôt pour la seconde explication. En conclusion, le bilanmètre Q-6 semble tout à fait fiable dans les conditions rencontrées sur le Glacier Zongo. La seule période qui peut éventuellement présenter des erreurs de mesures est la saison humide, lorsque la nébulosité est très élevée.

Notons ici que cette méthode utilisée pour recalculer la radiation nette toutes longueurs d'onde à partir des données des pyranomètres et des psychromètres a été très utile entre le 7 janvier et 22 février 1997 pour rétablir R . En effet, pendant ces 46 jours, un débranchement accidentel du bilanmètre a entraîné la perte de R_m qui a donc pu être retrouvée par le calcul.

- **Moyennes journalières**

Entre le 29 mars 1996 et le 31 août 1998, la corrélation entre R_c et R_m est bonne : $r^2 = 0.86$, $R_c = 1.1 R_m - 10$, $n = 720$ jours. Ce résultat est légèrement moins bon que pour la période représentée en moyennes demi-horaires. En effet, R_c et R_m divergent parfois en saison des pluies (Figure 3.6) du fait de la sous-estimation du bilan grandes longueurs d'onde lors des périodes de forte nébulosité. Néanmoins, dans l'ensemble, on peut considérer que le bilanmètre donne des mesures tout à fait fiables de la radiation nette toutes longueurs d'onde. Il n'est donc pas utile d'appliquer une correction systématique à cette quantité comme suggéré par *Konzelmann & Ohmura* [1995] pour les radiomètres Funk.

En conclusion, cette étude sur les radiations a permis de prouver que notre mesure de la radiation nette est fiable, mais il n'est pas possible de fournir une valeur de la précision de cette mesure.

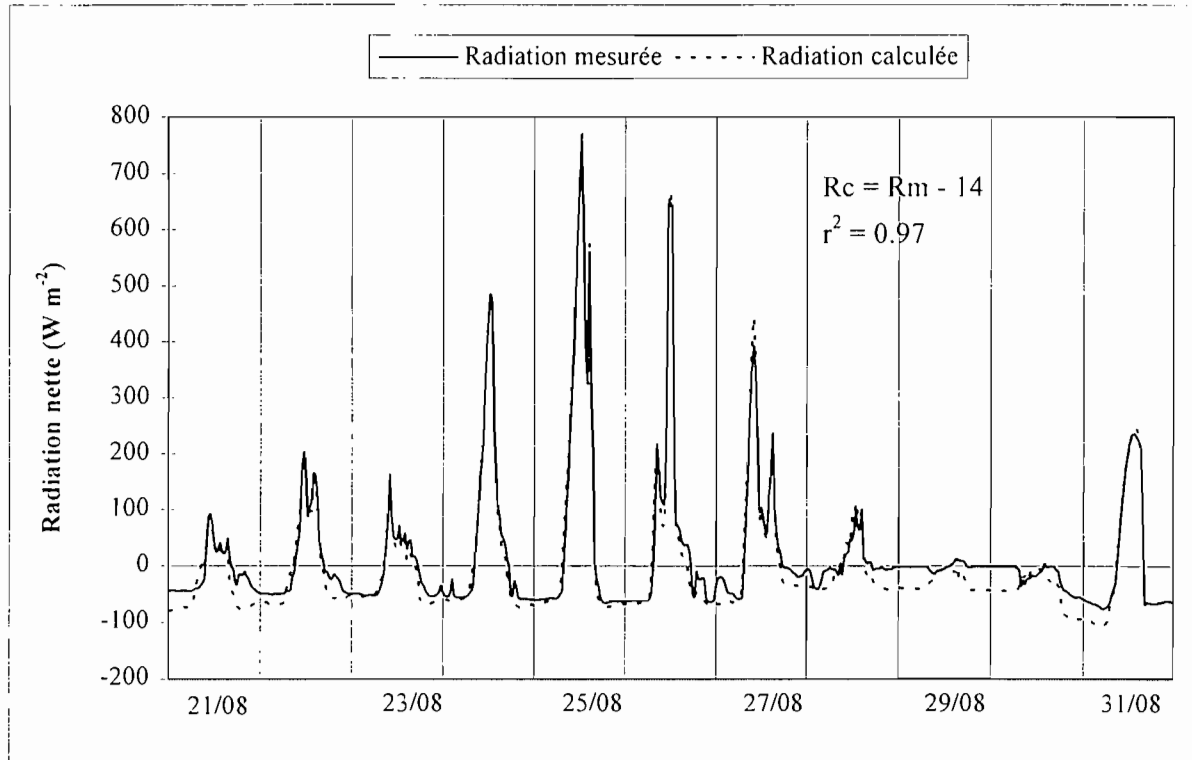


Figure 3.5. Moyennes demi-horaires de la radiation nette mesurée R_m et calculée R_c entre le 21 et 31 août 1996

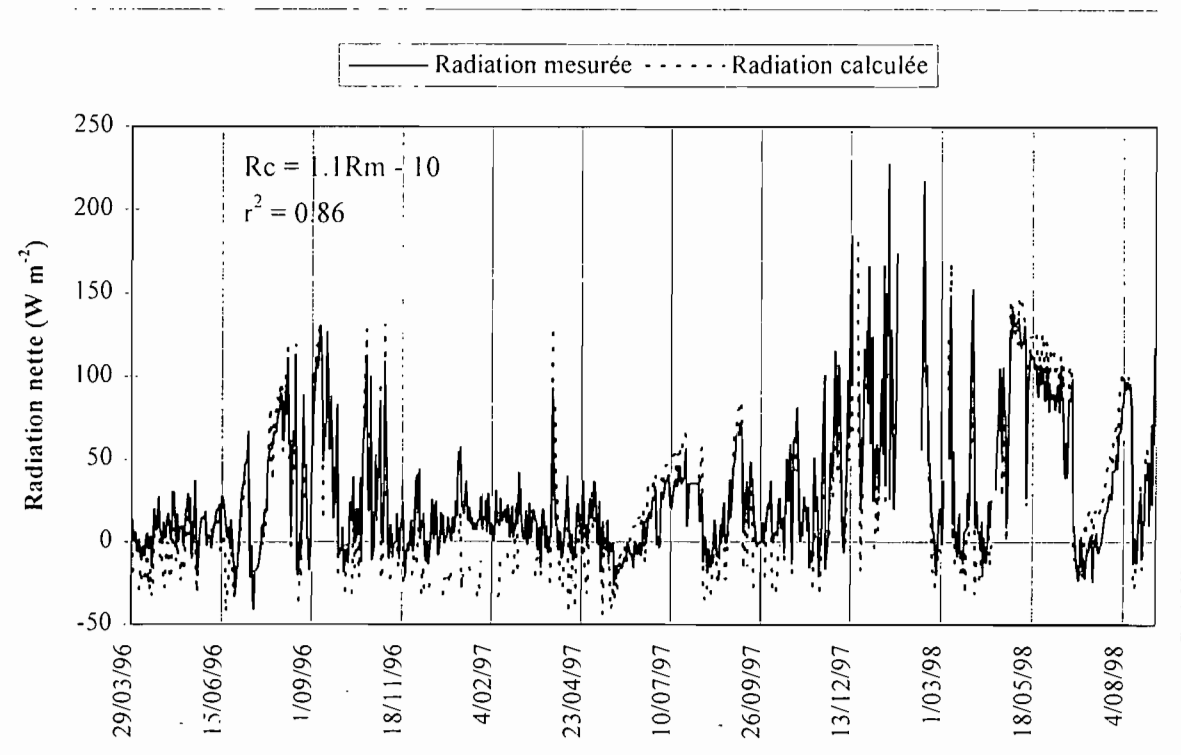


Figure 3.6. Moyennes journalières de la radiation nette mesurée R_m et calculée R_c entre le 29 mars 1996 et le 31 août 1998

3.3. Flux turbulents de chaleur sensible et chaleur latente

La théorie de la turbulence est un sujet complexe qui intéresse les spécialistes de la mécanique des fluides depuis plus d'un siècle [e. g. *Prandtl*, 1952]. Le but de cette section n'est donc pas de détailler cette théorie mais d'exposer brièvement la méthode que nous avons retenue pour estimer ces flux turbulents. Ensuite, nous nous appliquerons à développer les problèmes propres à notre site de mesure.

3.3.1. Définition et méthodes couramment utilisées

La turbulence est le mouvement irrégulier d'une particule de fluide visqueux se déplaçant au voisinage d'une surface rigide ou d'une surface de discontinuité au sein d'un écoulement libre. Du fait de ce désordre, il est impossible de décrire en détail ce mouvement, de même qu'on ne peut le faire pour une molécule [*Poggi*, 1977]. À l'échelle de la journée, la turbulence intéresse la couche limite atmosphérique, mais la couche que nous considérons est la couche limite de surface dont l'épaisseur est environ égale à 10% de la couche limite atmosphérique (cf. section 3.1.1.). Cette couche, la plus basse de l'atmosphère, est une couche à flux constants si bien que le flux mesuré entre 0.1 et 3 m au-dessus de la surface est une bonne approximation du flux effectif de surface [*Plüss*, 1997].

Les flux turbulents peuvent être mesurés directement par *eddy correlation*, mais les anémomètres ultrasoniques hautes fréquences nécessaires sont chers et impossibles à utiliser sur des périodes longues de plusieurs mois. Cette méthode est sans doute la plus précise pour mesurer les flux turbulents, mais le plus souvent, ceux-ci sont déduits des profils verticaux de température, d'humidité relative et de vitesse de vent dans la couche limite de surface (*méthode des profils*). Dans les cas où les données météorologiques disponibles sont limitées, il est possible de donner une approximation de ces flux en n'utilisant qu'un seul niveau de mesure et en estimant les conditions de surface (*bulk method*, méthode déduite de la précédente). Toutes les méthodes utiles à l'estimation des flux turbulents sont passées en revue dans *Morris* [1989]. En ce qui concerne la SMA à 5150 m sur le Glacier Zongo, la méthode que nous utilisons n'est pas une application directe de la méthode des profils mais une version adaptée.

3.3.2. La théorie de similitude de Monin-Obukhov

3.3.2.1. Principe de base

Cette théorie est décrite en détails dans le chapitre 4 du livre *Evaporation into the atmosphere* de *Brutsaert* [1982]. Depuis sa publication en 1954 [*Monin & Obukhov*, 1954], elle a été largement utilisée et a subi de nombreuses modifications. Cette théorie est basée sur l'idée que la turbulence peut être traitée d'une façon analogue à la théorie cinétique des gaz [*Prandtl*, 1952]. La bouffée (ensemble de molécules formant un certain volume), analogue de la molécule, peut, sous l'action de la turbulence, s'échapper à un instant et un niveau donnés de l'écoulement moyen. Elle se déplace en bloc verticalement en transportant une certaine quantité d'une grandeur qu'elle conserve. Puis à un certain niveau, elle réintègre l'écoulement moyen auquel elle cède la quantité de la grandeur transportée. La distance moyenne parcourue par les bouffées est l'analogue du libre parcours moyen des molécules [*Poggi*, 1977].

3.3.2.2. Principe de la méthode par *eddy correlation*

Dans la couche limite de surface où la force de Coriolis, les forces d'Archimède dues à la stratification (*buoyancy forces*), la diffusion moléculaire et la viscosité ne sont pas prises en compte, les équations de conservation de la vapeur d'eau, de la quantité de mouvement et de l'énergie sont considérablement simplifiées et se résument à [e. g. Stull, 1988, cité dans Plüss, 1997] :

$$H = \rho C_p \overline{w' T'} \quad (3.7)$$

$$LE = L_s \rho \overline{w' q'} \quad (3.8)$$

avec H et LE, les flux turbulents de chaleur sensible et latente, ρ , la densité de l'air ($\rho = 0.69 \text{ kg m}^{-3}$ à 5150 m où la pression atmosphérique est de 540 hPa), C_p , la chaleur spécifique de l'air à pression constante ($C_p = C_{pd} (1 + 0.84 q)$ avec $C_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, la chaleur spécifique de l'air sec à pression constante), L_s , la chaleur latente de sublimation de la neige/glace ($L_s = 2.834 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$). On convient de décomposer les différentes variables considérées en une partie moyenne et une partie variable qui correspond aux fluctuations erratiques et aléatoires dues à la turbulence :

$$w = \overline{w} + w' \quad (3.9)$$

$$T = \overline{T} + T' \quad (3.10)$$

$$q = \overline{q} + q' \quad (3.11)$$

w est la vitesse verticale du vent, T , la température de l'air, q , l'humidité spécifique et la barre supérieure signifie qu'il s'agit de moyennes temporelles. Par définition, les moyennes temporelles des parties variables w' , T' et q' sont nulles. Ces fluctuations autour de la moyenne temporelle sont directement mesurées par les anémomètres ultrasoniques. Ainsi, les flux turbulents se déduisent directement des équations 3.7 et 3.8, sans nécessiter une analyse de la stabilité de l'atmosphère ou de la rugosité de surface [Oke, 1987]. Cette application directe confère une grande puissance et une bonne précision à cette méthode par corrélation turbulente (*eddy correlation*). Dans la suite, nous ne considérerons que les moyennes temporelles des différentes variables, moyennes demi-horaires qui sont enregistrées par la SMA. Aussi, dans les formules, nous omettrons systématiquement la barre supérieure utilisée dans les équations 3.9 à 3.11.

3.3.2.3. Principe de la méthode des profils

D'une façon générale, il est reconnu et bien vérifié expérimentalement au-dessus de surfaces homogènes que la vitesse moyenne horizontale de vent u , la température potentielle moyenne θ et l'humidité spécifique moyenne q sont toutes des fonctions logarithmiques de la hauteur z [Plüss, 1997]. Par définition, $q = (R_d/R_w) e/P_a = 0.622 e/P_a$ avec R_d et R_w , les constantes spécifiques de l'air sec et de l'air humide respectivement ($R_d = 287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ et $R_w = 461.5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), e , la pression de vapeur (en hPa) et P_a , la pression atmosphérique (540 hPa). θ est la température que prendrait de l'air sec normal qui, à partir de T et P_a , serait amené à la pression fixe de $P_0 = 1000 \text{ hPa}$ par une

détente adiabatique réversible : $\theta = T (P_0/P_a)^\kappa$ avec $\kappa = R_d(1-0.23q)/C_{pd}$ [Brutsaert, 1982]. Ainsi, les gradients verticaux de u , θ et q peuvent s'écrire comme suit :

$$\frac{kz}{u^*} \frac{\partial u}{\partial z} = \Phi_m \left(\frac{z}{L} \right) \quad (3.12)$$

$$\frac{kz}{\theta^*} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \Phi_h \left(\frac{z}{L} \right) \quad (3.13)$$

$$\frac{kz}{q^*} \frac{\partial q}{\partial z} = \Phi_v \left(\frac{z}{L} \right) \quad (3.14)$$

Les échelles caractéristiques de vitesse u^* (appelée aussi vitesse de friction), de température potentielle θ^* et d'humidité spécifique q^* sont définies par :

$$u^* = (\tau / \rho)^{1/2} \quad (3.15)$$

$$\theta^* = H/(\rho C_p u^*) \quad (3.16)$$

$$q^* = LE/(\rho L_s u^*) \quad (3.17)$$

où τ représente la valeur de la contrainte de cisaillement à la surface, z est la hauteur au-dessus de la surface, et k est la constante de Von Karman ($k = 0.4$). Les fonctions adimensionnelles de stabilité de mouvement (Φ_m), de chaleur (Φ_h) et d'humidité (Φ_v) (appelées aussi fonctions de Monin-Obukhov) doivent être déterminées empiriquement et dépendent uniquement du paramètre de stabilité z/L , où L est la longueur de Monin-Obukhov :

$$L = \frac{u^{*2}}{k(g/T)(\theta^* + 0.61q^*T)} \quad (3.18)$$

g est l'accélération de la pesanteur et T est la température de référence assimilée à la température de l'air proche de la surface. Une fois que les fonctions adimensionnelles Φ sont spécifiées à l'aide de la littérature [Brutsaert, 1982 ; Morris, 1989], les équations 3.12 à 3.14 peuvent être intégrées. Le système d'équation qui en résulte permet d'exprimer les échelles caractéristiques donc les flux turbulents (équations 3.16 et 3.17) en fonction des différences de vitesse de vent, de température potentielle et d'humidité spécifique entre deux niveaux z_1 et z_2 (par exemple 30 et 180 cm). C'est la méthode des profils (les indices 1 et 2 font référence aux deux niveaux de mesures) :

$$u^* = k (u_2 - u_1) [\ln(z_2/z_1) - \Psi_m(z_2/L) + \Psi_m(z_1/L)]^{-1} \quad (3.19)$$

$$\theta^* = k (\theta_2 - \theta_1) [\ln(z_2/z_1) - \Psi_h(z_2/L) + \Psi_h(z_1/L)]^{-1} \quad (3.20)$$

$$q^* = k (q_2 - q_1) [\ln(z_2/z_1) - \Psi_v(z_2/L) + \Psi_v(z_1/L)]^{-1} \quad (3.21)$$

Les fonctions Ψ sont les primitives des fonctions Φ , et dépendent de la stabilité de la couche limite de surface. Une des contributions majeures de la théorie de Monin-

Obukhov est que toute caractéristique moyenne de la turbulence dans la couche limite de surface, à un niveau z , ne dépend que de la variable sans dimension z/L [Poggi, 1977]. Ainsi, plusieurs cas sont à distinguer selon le signe ou la valeur de ce critère de stabilité z/L :

- $z/L < 0$ (conditions instables) :

$$\Psi_m = 2 \ln \left[\frac{1+x}{2} \right] + \ln \left[\frac{1+x^2}{2} \right] - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad (3.22)$$

$$\Psi_h = \Psi_v = 2 \ln \left[\frac{1+x^2}{2} \right] \quad (3.23)$$

avec $x = (1-16 z/L)^{1/4}$

- $z/L = 0$ (conditions neutres) :

$$\Psi_m = \Psi_h = \Psi_v = 0 \quad (3.24)$$

- $0 < z/L < 1$ (conditions stables) :

$$\Psi_m = \Psi_h = \Psi_v = -5 z/L \quad (3.25)$$

- $z/L \geq 1$ (conditions très stables) :

$$\Psi_m = \Psi_h = \Psi_v = -5 [\ln(z/L) + 1] \quad (3.26)$$

Les divers paramètres qui interviennent dans ces fonctions ont été obtenus expérimentalement. Nous avons choisi ceux retenus par *Brutsaert* [1982], chapitre 4, p. 68-72.

3.3.2.4. Stabilité, instabilité, neutralité

Cette notion importante, entièrement décrite par le critère adimensionnel de stabilité z/L de Monin-Obukhov, correspond en fait à l'état de turbulence de la couche limite de surface. *Pouyaud* [1986] (p. 80) explique les différents cas de figure que l'on peut rencontrer dans la couche limite de surface. La stabilité de cette couche dépend de la valeur du gradient vertical de température virtuelle $\partial T_v / \partial z$, par rapport à celle du gradient adiabatique sec Γ_d égal à $-9.8^\circ\text{C km}^{-1}$. T_v est la température fictive d'un air sec de même masse volumique que l'air humide de caractéristique T et q ($T_v = T (1 + 0.61q)$). Γ_d représente approximativement le taux de décroissance de la température d'une masse d'air qui s'élèverait adiabatiquement dans une atmosphère partiellement saturée. La Figure 3.7 illustre de façon simplifiée les quatre cas de figure que l'on peut rencontrer dans la couche limite de surface : $\partial T_v / \partial z < \Gamma_d$ (instabilité), $\partial T_v / \partial z = \Gamma_d$ (neutralité), $\Gamma_d < \partial T_v / \partial z < 0$ (stabilité) et $\partial T_v / \partial z > 0$ (très forte stabilité).

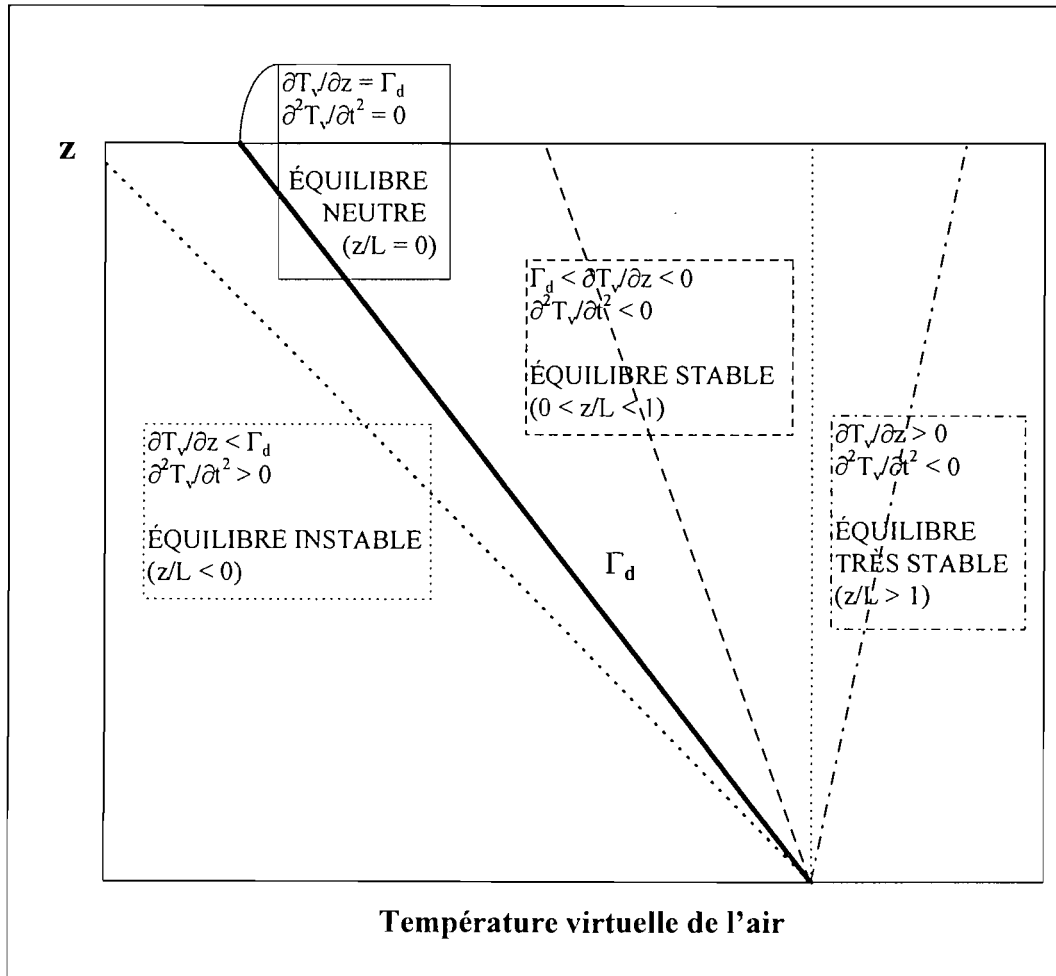


Figure 3.7. Gradient de température virtuelle en fonction de z . La courbe noire représente le gradient adiabatique sec ($\Gamma_d = -9.8^\circ\text{C km}^{-1}$). On distingue 4 situations : équilibres instable, neutre, stable ou très stable selon la valeur de $\partial T_v / \partial z$ par rapport à Γ_d et 0.

3.3.2.5. Calcul par itération

Pour déduire H et LE des équations 3.16 et 3.17, il suffit de connaître u^* , θ^* et q^* . Ces grandeurs caractéristiques sont les résultats d'un système de 4 équations 3.18, 3.19, 3.20 et 3.21 à 4 inconnues, L étant la dernière inconnue.

Pour résoudre ce système, nous procédons par itération. Les premières valeurs de u^* , θ^* et q^* sont estimées d'après les équations 3.19 à 3.21 en considérant le cas neutre ($z/L = 0$, profils logarithmiques). Les résultats sont alors exploités pour calculer la longueur de Monin-Obukhov dans l'équation 3.18 et selon le signe de L , il est possible de recalculer u^* , θ^* et q^* avec les équations 3.19 à 3.21. En général, ce schéma converge très rapidement, après seulement 4 itérations.

3.3.2.6. Principe de la *bulk method*

Dans les expressions précédentes (3.19 à 3.21), le niveau inférieur z_1 peut être confondu avec la surface. Dans ce cas, les flux turbulents sont obtenus à partir de mesures réalisées à un niveau z_2 (appelé alors z dans les équations suivantes) et d'approximations pour les conditions de surface. C'est la *bulk method* qui permet d'avoir une estimation des transferts turbulents à partir d'un unique niveau de mesure. On suppose ici un gradient constant entre le niveau de mesure et la surface. En condition de fusion superficielle, les propriétés de la surface sont bien connues [Kuhn, 1987] : la température est celle du point de fusion soit 0°C et la pression de vapeur correspond à la pression de vapeur saturante soit 6.1 hPa. Quand z_1 est confondu avec la surface, les équations 3.19 à 3.21 sont légèrement modifiées et font intervenir la rugosité de la surface :

$$u^* = k (u) \left[\ln(z/z_{0m}) - \Psi_m(z/L) \right] J^I \quad (3.27)$$

$$\theta^* = k (\theta - \theta_s) \left[\ln(z/z_{0T}) - \Psi_h(z/L) \right] J^I \quad (3.28)$$

$$q^* = k (q - q_s) \left[\ln(z/z_{0q}) - \Psi_v(z/L) \right] J^I \quad (3.29)$$

θ_s et q_s sont la température potentielle et l'humidité spécifique de la surface. z_{0m} , z_{0T} et z_{0q} sont les longueurs de rugosité de la vitesse de vent, de la température et de l'humidité respectivement. Par définition, ce sont les hauteurs où la quantité considérée prend sa valeur surfacique. Comme $u(z_{0m}) = 0$, la vitesse du vent en surface n'intervient plus dans l'équation 3.27. Ces longueurs de rugosité dépendent principalement de la géométrie de la surface. Cependant, z_{0m} est aussi fonction de la vitesse du vent [Plüss, 1997] et z_{0T} , de l'absorption des radiations courtes longueurs d'onde [Meesters et al., 1997]. Nous reviendrons sur ces longueurs de rugosité par la suite.

3.3.3. Conditions d'applicabilité de la méthode des profils

Pour appliquer la méthode des profils décrite précédemment, il est nécessaire de vérifier au préalable que les hypothèses de base de cette théorie sont réunies dans notre cas particulier du Glacier Zongo. Dans la couche limite de surface, la proximité de l'interface permet d'écarter les effets de l'accélération de Coriolis et des forces d'Archimède dues à une stratification (*buoyancy forces*). De plus, dans le fluide considéré qui est l'air, la diffusion moléculaire et la viscosité sont négligeables par rapport aux flux turbulents [Brutsaert, 1982]. Cependant, l'interface doit aussi être suffisamment éloignée pour que ses constituants ne perturbent pas l'écoulement de l'air de la couche limite de surface [Brutsaert, 1982]. Cela signifie que le niveau de mesure doit toujours rester très supérieur aux hauteurs de rugosité. Nous considérerons ce point dans la section suivante. En outre, Oke [1987] rappelle que cette théorie ne s'applique que si les champs de vitesse de vent ne présentent pas de variations brutales au cours de la période d'observation, et que si les flux restent constants selon z .

3.3.3.1. Champs de vitesse de vent

La théorie ne peut s'appliquer si, dans les premiers mètres au-dessus de la surface, le vent présente un maximum de vitesse. Certains auteurs [e. g. Martin, 1975] ont montré que ce phénomène pouvait apparaître sur de petits glaciers qui, dans certaines conditions, développent une couche catabatique peu épaisse, proche de la surface (entre 1 et 5 m sur le Glacier de Saint-Sorlin). Il semble que ce phénomène ne concerne pas le Glacier

Zongo (cf. chapitre 2, section 2.2.2.2.). En effet, le gradient vertical de vitesse de vent reste toujours positif (Figure 2.9 et Tableau 2.8), ce qui suggère qu'il n'y a jamais de variation brutale du champ de vitesse. Ainsi, cette première condition semble vérifiée pour utiliser la méthode des profils.

3.3.3.2. Flux constants selon z

Une autre condition d'applicabilité de la méthode des profils déduite de la théorie de similitude de Monin-Obukhov réside dans le fait que les flux doivent être constants selon z [Oke, 1987]. Ainsi, les flux turbulents calculés entre z_1 et z_2 sont égaux aux flux turbulents de surface. Cette condition confère une grande puissance à cette méthode car il n'est pas utile de connaître les propriétés de la surface (rugosité, température) pour obtenir les flux de surface. La portion de l'atmosphère concernée est la couche limite de surface aussi appelée "couche à flux constants" [Male & Granger, 1981]. Cependant, au-dessus d'une surface de neige en fusion, De la Casinière [1974], Halberstam & Schieldge [1981] et plus récemment, Meesters *et al.* [1997] ont observé des profils de température anormaux, présentant un maximum de température de l'air dans le premier mètre de l'atmosphère, probablement dû à un réchauffement par radiation de l'air au voisinage de la surface. Ce maximum de température implique des convergences ou divergences des flux dans le premier mètre de l'atmosphère, rendant inappropriée la méthode des profils.

• Observation d'une couche chaude vers 20-30 cm

Sur le Glacier Zongo, nous observons une situation analogue : pendant la journée, une sous-couche stable se forme près de la surface avec un maximum de température vers 20-30 cm de hauteur, alors que la nuit, la température de l'air présente des profils logarithmiques classiques des situations stables. Les Figures 3.8 et 3.9 illustrent ce phénomène. La Figure 3.8 suit l'évolution du profil de température entre 0 et 1 m de hauteur à différentes heures du jour le 3 mars 1997. Ce jour-là, dès 8h du matin, une couche chaude se développe, atteint son maximum vers 15h puis disparaît rapidement à partir du moment où le site de mesure passe à l'ombre (15h45 à cette date). La Figure 3.9 représente le gradient vertical de température de l'air entre 30 et 180 cm pour une période quelconque de 10 jours (ici, entre le 1 et 10 septembre 1997), sur le site de la SMA à 5150 m. Chaque jour, ce gradient change de signe vers 8-9h et 17-18h. La nuit, il est positif : du fait de la perte d'énergie par rayonnement thermique, la surface se refroidit plus vite que l'air qui, par contact avec la neige/glace, se refroidit avec un certain retard. Ainsi, le gradient vertical de température observé est typique d'une couche limite de surface en équilibre très stable. La journée, ce gradient entre 30 et 180 cm est négatif. Or, comme la température à 30 cm est positive et que la température de surface ne peut dépasser 0°C, il existe forcément un maximum de température aux alentours de 30 cm de hauteur. Ces deux figures montrent que ce maximum est nettement marqué puisque le gradient dépasse systématiquement $-2^{\circ}\text{C m}^{-1}$ en milieu de journée.

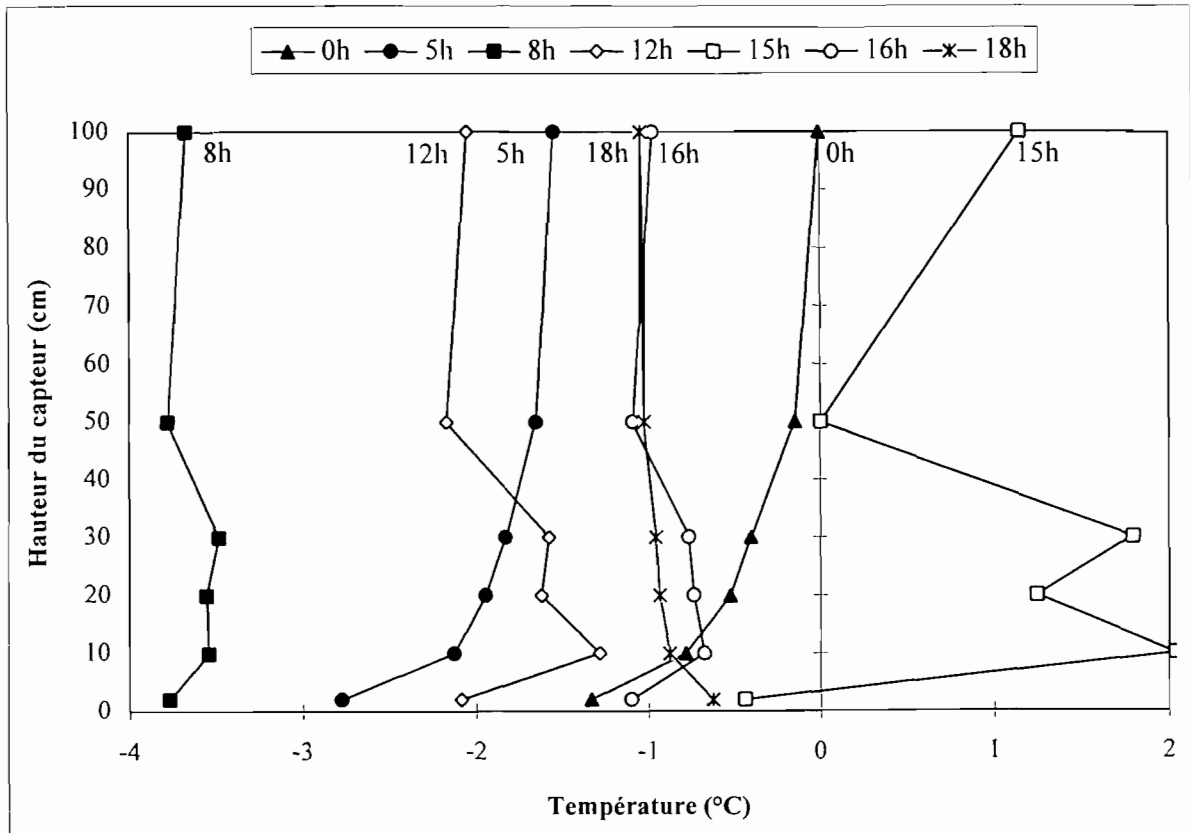


Figure 3.8. Évolution du profil vertical de température de l'air entre 0 et 1 m, à 5150 m, le 3 mars 1997

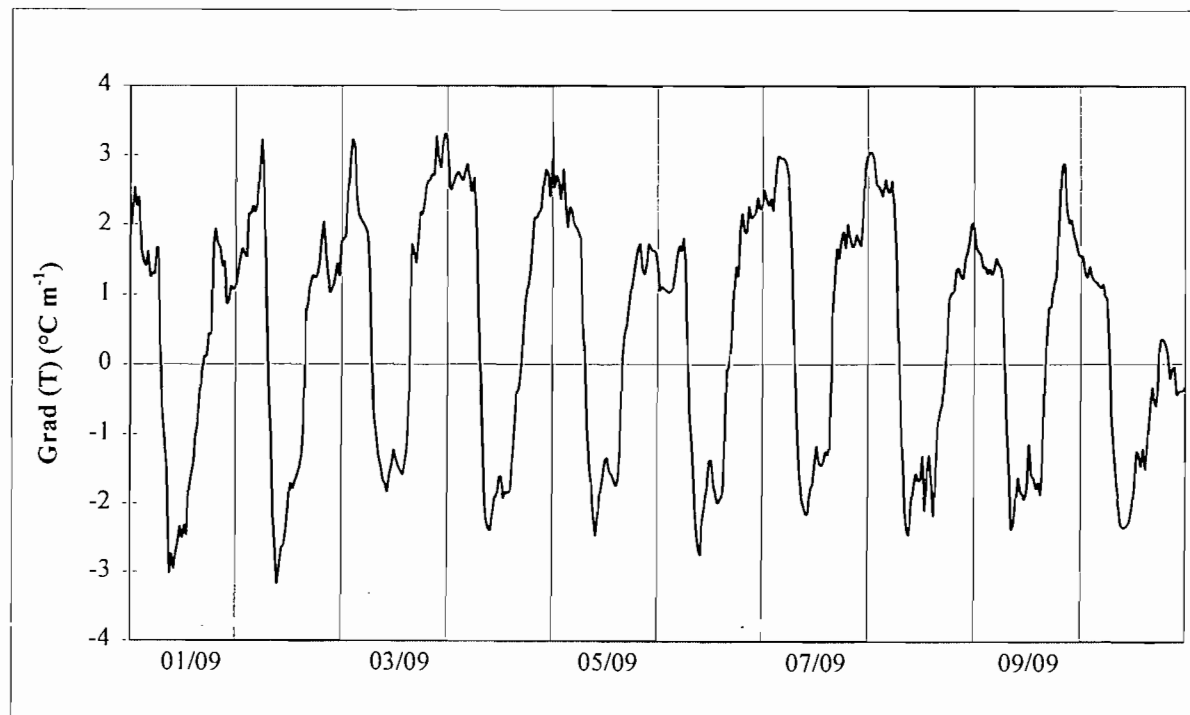


Figure 3.9. Moyennes demi-horaires du gradient vertical de température de l'air, $\text{grad}(T)$, entre 30 et 180 cm au-dessus de la surface, entre le 1 et 10 septembre 1997

De façon à évaluer la fréquence d'apparition de cette couche chaude, nous avons représenté la moyenne du gradient vertical de température de l'air entre 9h et 17h (gradient diurne) pour les deux années hydrologiques étudiées (Figure 3.10). À de rares exceptions près, le gradient diurne reste toujours négatif. Or, comme la température à 30 cm est quasiment toujours positive (Figure 2.7 et Tableau 2.7) et que T_s ne peut pas dépasser 0°C , cette couche chaude se développe presque chaque jour. Les seules exceptions correspondent à des périodes froides de la saison sèche où la surface ne dégèle pas. Dans ce cas, cette couche chaude ne se développe pas systématiquement. Soit le gradient diurne de température est positif et la couche de surface est en équilibre stable, soit il reste négatif et la couche limite de surface est en équilibre instable.

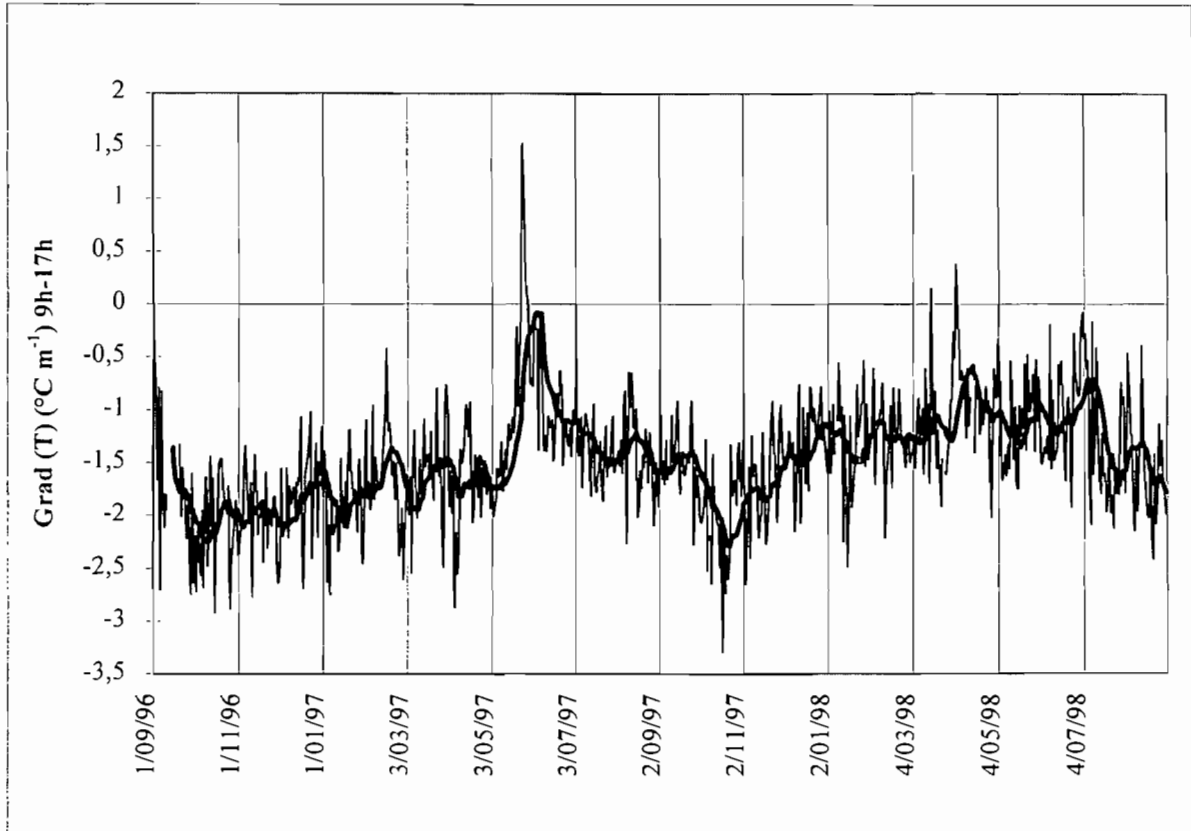


Figure 3.10. Moyennes du gradient vertical de température de l'air, $\text{grad}(T)$, entre 9h et 17h (trait fin), et moyennes mobiles sur 15 jours (trait épais) (Sept. 1996 - Août 1998)

• Réflexion au sujet de cette couche chaude

Vient alors à l'esprit la question de l'explication physique de cette couche chaude. En effet, si l'on observe un maximum de température vers 20-30 cm au-dessus de la surface, c'est qu'il existe forcément une source de chaleur permettant à cette anomalie thermique de se maintenir. Les conditions d'apparition de cette couche chaude décrites précédemment peuvent nous renseigner sur les processus physiques mis en jeu. Celle-ci ne se développe que la journée lorsque le site est éclairé par le Soleil, ce qui suggère que le "moteur" alimentant cette source d'énergie au-dessus de la surface provient de la radiation solaire incidente. En outre, lorsque la température de surface demeure sous le point de fusion, ce maximum de température de l'air ne se développe pas systématiquement. Dans ces conditions inhabituelles à 5150 m, la quantité de vapeur d'eau est faible par rapport à une situation où la surface est en fusion. Ainsi, le second

facteur qui semble important pour qu'apparaisse cette couche chaude concerne la présence d'une quantité importante de vapeur d'eau dans le voisinage immédiat de la surface. Enfin, du fait de la faible vitesse du vent sur le site de la SMA, cette vapeur d'eau se concentre dans les sous-couches en équilibre stable au-dessus de la surface.

Nous rejoignons ici le raisonnement mené par *Halberstam & Schieldge* [1981] qui considèrent que cette couche chaude s'explique par une absorption d'une partie de la radiation courtes longueurs d'onde (incidente et réfléchi) par la vapeur d'eau piégée dans les premiers 50 cm de l'atmosphère. Les conditions de leur site de mesure (radiation solaire intense, forte sublimation, vent faible, grande stabilité des sous-couches au voisinage immédiat de la surface, neige en cours de fusion) sont tout à fait similaires aux conditions que nous rencontrons sur le Glacier Zongo. Cependant, bien que cela n'ait jamais été démenti officiellement, il semble maintenant reconnu [Gempeler, 1997 ; Denby, 1998 (2 communications personnelles)] que les valeurs de températures de *Halberstam & Schieldge* étaient entachées d'erreurs de mesures. En effet, leurs thermomètres ne possédaient pas de ventilation externe. C'est pourquoi les abris standards protégeant les capteurs étaient probablement surchauffés par la radiation courtes longueurs d'onde intense de leur site de mesure. De toutes façons, les écarts de température observés sont trop importants pour s'expliquer par la seule absorption des radiations solaires par la vapeur d'eau. En ce qui concerne la couche chaude mesurée à 5150 m sur le Glacier Zongo, les calculs effectués par *B. Denby (IMAU, Utrecht)* permettent de conclure que les gradients de pression de vapeur ne sont pas suffisants non plus pour entraîner une absorption sélective des radiations courtes longueurs d'onde, conduisant à cette couche chaude.

Meesters et al. [1997] observent aussi un maximum de température proche de la surface sur un site de mesure au Groenland. Ils attribuent encore cette anomalie de température à une absorption des radiations courtes longueurs d'onde, mais cette fois, par les aérosols qui comme la vapeur d'eau, se trouvent piégés dans les sous-couches stables voisines de la surface. Cette explication pourrait convenir au cas du Glacier Zongo, situé à proximité de l'Altiplano aride, énorme source d'aérosols.

En conclusion, les mesures réalisées sur le Glacier Zongo ne sont pas suffisamment précises et nombreuses pour trancher définitivement sur le processus physique responsable de l'existence de cette couche chaude. Absorption partielle des radiations courtes longueurs d'onde par la vapeur d'eau et/ou les aérosols, la question reste ouverte. Du fait de la ventilation externe des capteurs, il semble toutefois que la thèse de l'artefact de mesure puisse être abandonnée, et qu'il s'agit là d'une réalité physique. Mais encore une fois, sans comparaison avec d'autres dispositifs de mesure plus précis, il convient de rester prudent.

- **Implications pour l'application de la méthode des profils**

D'après cette observation, deux situations sont à différencier, selon la présence ou l'absence de la couche chaude. La nuit, les profils de température sont classiques d'une situation stable et la méthode des profils décrite en section 3.3.2.3. peut être appliquée à la lettre. À l'opposé, pendant la journée, dès que la couche chaude apparaît, la condition de la "couche à flux constants" n'est plus vérifiée. Ainsi, la méthode des profils appliquée entre z_1 et z_2 donne une estimation des flux turbulents entre ces deux niveaux, mais ne permet en aucune façon de calculer les flux de surface. Confronté à la même situation, *De la Casinière* [1974] avait préféré redéfinir une surface d'échange d'énergie située à l'altitude du maximum de température. Cependant, si notre but est de calculer la

quantité d'énergie transmise au glacier, nous ne pouvons recourir à ce subterfuge. Par conséquent, dès l'apparition de la couche chaude, nous avons appliqué cette méthode non plus entre z_1 et z_2 mais entre la surface et z_1 . Ceci revient à utiliser la *bulk method* décrite à la section 3.3.2.6., avec z_1 égal à 30 cm comme niveau de mesure. La plupart du temps en présence de la couche chaude, la surface de neige/glace est en condition de fusion à la température de 0°C et à la pression de vapeur saturante égale à 6.1 hPa. Il convient maintenant de connaître les hauteurs de rugosité de la surface pour appliquer la *bulk method*. Cette méthode ne peut être appliquée que la journée en condition de fusion, car la nuit, ni la température de surface, ni l'humidité spécifique de surface ne sont connues.

3.3.4. La hauteur de rugosité, un paramètre de calage

Par définition, les longueurs de rugosité z_{0m} , z_{0T} et z_{0q} sont les hauteurs où la vitesse horizontale de vent u , la température potentielle θ et l'humidité spécifique q , respectivement, prennent leur valeur surfacique : $u(z_{0m}) = 0$; $\theta(z_{0T}) = \theta_s$ et $q(z_{0q}) = q_s$. Les flux turbulents sont extrêmement sensibles aux valeurs de ces longueurs [e. g. *Munro*, 1989 ; *Hock & Holmgren*, 1996]. C'est pourquoi elles méritent que l'on s'y attarde un peu.

3.3.4.1. Méthodes de détermination des longueurs de rugosité

En général, on commence par évaluer la longueur de rugosité aérodynamique z_{0m} , les autres longueurs de rugosité pouvant se déduire de la première à l'aide de la méthode d'*Andreas* [1987]. Les valeurs publiées dans la littérature pour les surfaces de glace ou de neige varient de plusieurs ordres de grandeurs [*Braithwaite*, 1995 ; *Van den Broeke*, 1996, p. 59]. Or un seul ordre de grandeur de différence sur les longueurs de rugosité entraîne déjà un doublement des flux turbulents [*Munro*, 1989]. Par conséquent, utiliser des valeurs de la littérature serait source d'imprécisions grossières. Il est donc nécessaire de calculer z_{0m} , soit à l'aide d'une analyse de la microtopographie comme préconisée par *Munro* [1989], soit grâce aux profils de vitesse de vent, méthode déduite de la théorie de Monin-Obukhov.

Comme la longueur de rugosité aérodynamique dépend non seulement de la géométrie de la surface, mais aussi de la vitesse et de la direction du vent (si le vent souffle parallèlement aux pénitents, la hauteur où sa vitesse s'annule est plus petite que si le vent souffle perpendiculairement) [*Garratt*, 1992, cité dans *Braithwaite*, 1995], nous avons préféré abandonner la méthode basée sur l'analyse de la microtopographie. En effet, sur le site de la SMA à 5150 m, la direction du vent est très variable (cf. chapitre 2, sections 2.2.2.1. et 2.), les pénitents ne sont pas toujours répartis d'une façon bien régulière et présentent des formes variées si bien qu'il était très délicat de calculer z_{0m} à partir de la formule de *Lettau* [1969], citée dans *Munro* [1989]. Par manque de données de terrain, cette opération s'est même avérée impossible pour déterminer une longueur de rugosité aérodynamique variable en fonction du temps sur une période de plusieurs années. Nous avons alors tenté d'appliquer la méthode des profils de vent. En conditions neutres, z_{0m} se déduit de l'équation suivante obtenue à partir des équations 3.24 et 3.27 :

$$z_{0m} = \frac{(u_2 \ln z_1 - u_1 \ln z_2)}{(u_2 - u_1)} \quad (3.30)$$

Ainsi, il suffit de sélectionner les profils de vent correspondant à des conditions proches de la neutralité ($|z/L| < 0.01$) pour évaluer z_{0m} . Toutefois, la dispersion des valeurs obtenues par cette méthode est très élevée (jusqu'à 3 ordres de grandeur sur une période de quelques jours pour des moyennes demi-horaires) si bien que choisir une valeur moyenne pour z_{0m} perdait tout sens physique. Plüss & Mazzoni [1994] s'étaient déjà heurtés à ce genre de problème et n'avaient pu évaluer z_{0q} avec cette méthode. Nous soupçonnons d'ailleurs que bon nombre d'auteurs doivent être confrontés à cette forte dispersion des valeurs des longueurs de rugosité dérivées des profils verticaux, mais bien peu abordent la question. Plusieurs causes contribuent à cette dispersion des mesures. La première vient du fait que le résultat est extrêmement sensible à la hauteur de mesure : une erreur de 10 cm sur cette hauteur entraîne une différence d'un ordre de grandeur sur z_{0m} [Munro, 1989]. Or, pour une surface couverte de pénitents typique de la saison sèche, il n'est pas facile de connaître cette hauteur avec précision. Le niveau zéro de référence est choisi égal à la mi-hauteur des pénitents, mais selon l'endroit choisi, une erreur de 10 cm d'un jour sur l'autre n'est pas impossible pour un champ de pénitents de 40 à 50 cm de hauteur. De plus, la hauteur des capteurs est déduite des données de la sonde à ultrasons qui fournit l'ablation en continu. Mais il est bien difficile de savoir si cette ablation correspond à la crête ou au creux du pénitent situé sous cette sonde. Ensuite, appliquer cette méthode avec seulement deux niveaux de mesure aboutit forcément à une faible précision sur les résultats [Bintanja & Van den Broeke, 1995]. Enfin, les pénitents sont fortement asymétriques et selon la direction du vent, z_{0m} peut varier grandement.

En conclusion, du fait de l'imprécision ou du manque de mesures de terrain, les méthodes habituelles résumées ci-dessus n'ont pas permis de calculer les longueurs de rugosité avec une précision suffisante. Par conséquent, nous avons dû recourir à une méthode indirecte pour les calculer.

3.3.4.2. Calage des longueurs de rugosité

Ces longueurs de rugosité sont déterminées par itérations successives de manière à faire correspondre le mieux possible le flux turbulent de chaleur latente calculé par la méthode détaillée précédemment (méthode des profils la nuit, et *bulk method* la journée) avec ce même flux déduit des mesures directes de sublimation lors des missions prolongées sur le terrain (mesures journalières de sublimation obtenues à l'aide d'un réseau de lysimètres, cf. section 2.1.3.2.). Cette méthode indirecte basée sur des mesures de terrain réalisées en saisons sèche et humide, n'est pas adaptée pour distinguer z_{0m} de z_{0T} ou z_{0q} . En effet, il est possible de choisir autant de triplets de valeurs que l'on veut pour caler LE calculé sur LE mesuré. Aussi, il nous a paru plus logique de fixer toutes ces longueurs de rugosité égales : $z_{0m} = z_{0T} = z_{0q} = z_0$. En effet, bien qu'il garde la dimension d'une longueur de rugosité, z_0 , déduit de cette méthode indirecte, est en fait un paramètre de calage qui perd par conséquent une partie de la signification physique d'une hauteur de rugosité. Ainsi, il vaut mieux ne garder qu'un seul paramètre de calage plutôt qu'en introduire arbitrairement deux nouveaux.

3.3.4.3. Signification physique de z_0

z_0 peut donc être baptisé “hauteur de rugosité de calage”. Le fait de fixer les 3 longueurs de rugosité égales est plus logique, mais ceci ne correspond pas à une réalité physique. En effet, *Andreas* [1987] a établi la relation empirique suivante basée sur des considérations théoriques :

$$(\text{si } 2.5 \leq Re \leq 1000) \quad \ln(z_{0T}/z_{0m}) = 0.317 - 0.565 \ln(Re) - 0.183 (\ln(Re))^2 \quad (3.31)$$

Re est le nombre de Reynolds ($Re = u^* z_{0m} / \nu$) avec ν , la viscosité cinématique de l'air ($\nu = 1.35 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Dans les conditions rencontrées sur le site de la SMA à 5150 m, u^* est de l'ordre de 10 cm et selon que z_{0m} est plutôt de l'ordre du millimètre ou du centimètre, Re varie entre 15 et 450 environ. Ainsi, plus z_{0m} est élevé, plus la surface est rugueuse, plus z_{0T} est petit par rapport à z_{0m} . La différence atteint à peine un ordre de grandeur pour les surfaces lisses, mais peut dépasser trois ordres de grandeurs pour les surfaces rugueuses. Ainsi, l'hypothèse d'égalité des longueurs de rugosité est physiquement correcte seulement dans le cas des surfaces lisses [*Bintanja & Van den Broeke*, 1995]. En conclusion, tant que la surface du glacier reste lisse donc principalement en saison humide, la signification physique de z_0 est quasiment celle de z_{0m} .

Cependant, en saison sèche, lorsque le glacier devient progressivement hérissé de pénitents et que la rugosité augmente, la condition d'applicabilité de la théorie de Monin-Obukhov $z \gg z_{0m}$ n'est plus valide. En pratique, ceci signifie que les résultats obtenus en appliquant cette théorie sont très peu précis. Cependant, comme z_0 est calé à partir de mesures directes sur le terrain, ce paramètre, qui est déjà une compilation des 3 hauteurs de rugosité, prend en compte les imprécisions liées à la limite d'applicabilité de la méthode. Ainsi, z_0 perd la signification physique de la longueur de rugosité aérodynamique mais, grâce au calage sur des mesures de terrain, permet d'aboutir à des résultats fiables.

Enfin, malgré les précautions prises sur la collecte des données, il est impossible d'assurer une précision systématique des données collectées, surtout sur une période d'étude aussi longue. Dans ces conditions, cette méthode de calage sur des mesures directes de terrain est la mieux adaptée pour atteindre nos objectifs, c'est-à-dire évaluer avec la meilleure précision possible les flux turbulents de surface. Ainsi, de façon indirecte, z_0 prend en compte ces erreurs ou imprécisions de mesures, ou encore, limite les conséquences d'une mauvaise estimation du niveau zéro de référence dans le cas de surfaces rugueuses avec pénitents.

3.3.4.4. Variabilité de z_0 en fonction du temps

Même si z_0 est un paramètre de calage, il reste représentatif de la rugosité de la surface qui évolue fortement selon la saison. Ainsi, au cours de l'année, sa valeur oscille entre un minimum de $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}$ correspondant à une surface lisse de neige fraîche typique de la saison humide, et une valeur maximale de $3 \cdot 10^{-2} \text{ m}$ représentative d'un champ de pénitents de 40-50 cm de hauteur. Le Tableau 3.2 donne les valeurs successives de cette hauteur de rugosité de calage pour l'ensemble de la période d'étude.

3.3. Flux turbulents de chaleur sensible et chaleur latente

Tableau 3.2. Valeurs de z_0 pour l'ensemble de la période d'étude

Période	z_0 , mm	Période	z_0 , mm
29 mars - 30 avril 1996	2	1 déc. 1997 - 31 jan. 1998	4
1 - 31 mai 1996	10	1 - 28 fév. 1998	8
1 juin - 31 juil. 1996	30 ⁽²¹⁾	1 - 12 mars 1998	12
1 - 31 août 1996	20 ⁽⁵⁾	13 - 19 mars 1998	8
1 - 30 sept. 1996	10	20 - 24 mars 1998	12
1 - 31 oct. 1996	4	25 - 30 mars 1998	20 ⁽³⁾
1 nov. 1996 - 30 avril 1997	2 ⁽⁵⁾	31 mars 1998	12 ⁽¹⁾
1 - 31 mai 1997	5 ⁽⁵⁾	1 - 7 avril 1998	8
1 - 15 juin 1997	10	8 - 10 avril 1998	12
16 - 30 juin 1997	20	11 - 15 avril 1998	20 ⁽⁴⁾
1 juil. - 6 août 1997	30 ⁽⁶⁾	16 - 30 avril 1998	12
7 - 21 août 1997	20	1 - 19 mai 1998	20
22 août - 15 sept. 1997	10	20 - 30 mai 1998	30
16 sept. - 31 oct. 1997	4	1 - 31 juil. 1998	20
1 - 30 nov. 1997	2 ⁽³⁾	1 - 31 août 1998	12

Les chiffres entre parenthèses correspondent aux nombres de jours de la période représentée qui ont servi de calibration c'est-à-dire qui possédaient des mesures directes de sublimation (32 + 21 au total). Les 21 jours de juillet 1996 correspondent à une période sans précipitations où nous avons laissé les lysimètres sur le site de la SMA. À chaque visite de routine, ceux-ci étaient pesés et fournissaient donc des valeurs moyennes sur une dizaine de jours.

Au total, 32 jours répartis pendant la saison sèche et la saison humide, possèdent des mesures de sublimation suffisamment bonnes pour permettre d'ajuster la valeur de la hauteur de rugosité de calage. Deux valeurs moyennes entre le 26 juin et le 7 juillet 1996 et entre le 7 et 17 juillet 1996 ont aussi aidé à cette calibration. Le reste du temps, les valeurs de z_0 ont été attribuées par comparaison d'observations et photographies du site de mesure prises à chaque visite de routine (au moins une fois tous les 10 jours) avec les observations et photographies du site réalisées lors des missions prolongées, pendant que la sublimation était mesurée par les lysimètres. Cette estimation de z_0 "de visu" est fortement critiquable pour différentes raisons exposées précédemment (variation de z_0 en fonction de la direction du vent par exemple), mais c'est la seule que nous puissions adopter. Il est probable que l'état de surface du glacier est la conséquence de conditions météorologiques plus ou moins répétitives au cours du temps, si bien que cette estimation "de visu" doit indirectement prendre en compte ces conditions météorologiques. Ainsi, cette méthode est certainement assez fiable.

Le Tableau 3.3 présente les moyennes annuelles et saisonnières de la hauteur de rugosité de calage pour les deux années hydrologiques 1996-97 et 1997-98.

Tableau 3.3. Moyennes annuelles et saisonnières de z_0

Période	1996-97	N.96-F.97	M.97-A.97	1997-98	N.97-F.98	M.98-A.98
z_0 , mm	7.9	2.0	17.2	11.6	4.5	21.5

N (novembre), F (février), M (mai) et A (août).

Les valeurs de z_0 5 à 9 fois supérieures en saison sèche qu'en saison humide confirment la forte saisonnalité de ce paramètre liée à la rugosité de surface. De plus, le Tableau 3.3 montre qu'il existe une variabilité importante selon les années. En effet, la surface du glacier sur le site de la SMA à 5150 m présente une rugosité plus forte en 1997-98 par rapport à l'année précédente. Ceci s'explique par le fait que, dû au déficit de précipitations, le manteau neigeux recouvrant la glace à 5150 m a disparu plus vite en 1997-98 qu'en 1996-97, laissant affleurer sur des périodes plus longues la surface d'ablation, glace vive, sale et accidentée (rugosité accrue).

Comme nous l'avons souligné dans la section 3.3.4.3., les valeurs de z_0 de la saison humide sont représentatives d'une hauteur de rugosité aérodynamique réelle. Aussi, il est intéressant de comparer les valeurs obtenues par notre méthode indirecte avec les valeurs disponibles dans la littérature pour des surfaces de neige fondante. Morris [1989], Braithwaite [1995] et Van den Broeke [1996] passent en revue les diverses valeurs de z_{0m} calculées par différents auteurs au-dessus de surfaces de neige ou glace. Il apparaît que nos valeurs de z_0 obtenues par notre méthode indirecte (entre 2 et 5 mm au-dessus de surfaces de neige fondante en saison humide) sont du même ordre de grandeur que les valeurs de la littérature. Néanmoins, elles sont plutôt situées proches des valeurs maximales publiées. Cette constatation souligne une des caractéristiques des neiges tropicales, à savoir que la neige fraîchement tombée se transforme plus vite en névé que sous les latitudes tempérées ou polaires. Ce métamorphisme accéléré de la neige explique pourquoi les grains de neige sont généralement plus gros, ce qui engendre des surfaces plus rugueuses que ce qui a été observé ailleurs [Kaser, 1996].

3.3.5. Précision de la méthode calibrée de Monin-Obukhov

3.3.5.1. Synthèse sur cette méthode calibrée

Avant de discuter de la précision de la méthode que nous avons utilisée pour calculer les flux turbulents, rappelons-en brièvement les points importants. À cause de la couche chaude qui se développe presque chaque jour vers 20-30 cm au-dessus de la surface de neige/glace fondante, il n'est pas possible d'appliquer la méthode des profils classique. Cette méthode est appliquée la nuit seulement. La journée, nous appliquons la *bulk method* entre la surface (ou le niveau zéro de référence) et z_1 , le niveau bas des mesures météorologiques de la SMA (30 cm). Les mesures directes de sublimation durant les missions prolongées ont permis de calibrer cette méthode, à l'aide des hauteurs de rugosité utilisées comme paramètre de calage. Cette méthode déduite de la théorie de Monin-Obukhov et adaptée à notre cas de figure, est la seule possible pour calculer les flux turbulents avec les données disponibles sur le Glacier Zongo. Le calage sur des mesures directes de terrain présente le gros avantage de s'affranchir des imprécisions de mesures ou de la non validité de certaines conditions d'applicabilité de la théorie, pour atteindre l'objectif fixé, c'est-à-dire estimer les flux turbulents de surface.

3.3.5.2. Précision sur l'estimation des flux turbulents

Il est très difficile, voire impossible, de donner un intervalle de précision sur les résultats de cette méthode. En effet, statistiquement, il y a peu de chances que notre niveau inférieur de mesure se situe exactement à l'altitude du maximum de température. Par conséquent, le gradient de vent, de température ou d'humidité utilisé pour le calcul peut diverger du gradient réel. Cette nouvelle imprécision est aussi prise en compte dans la hauteur de rugosité de calage, paramètre puissant qui assure une certaine fiabilité des

résultats. Pour estimer cette précision, la seule démarche possible passe par une série de tests où l'on fait varier successivement chaque variable météorologique d'une certaine quantité en gardant toutes choses égales par ailleurs, et l'on apprécie l'influence sur les flux turbulents. Le Tableau 3.4 donne les résultats de ces tests en termes de pourcentages par rapport à la valeur absolue du flux turbulent considéré, pour un jour type de la saison sèche où $H = 24 \text{ W m}^{-2}$, $LE = -41 \text{ W m}^{-2}$ avec une hauteur de rugosité de calage z_0 de 12 mm (les moyennes journalières de ce jour type sont $T = -0.24^\circ\text{C}$, $RH = 70\%$, $q = 5.0 \text{ g kg}^{-1}$ et $u = 3.3 \text{ m s}^{-1}$). Nous avons choisi intentionnellement de pratiquer ces tests en saison sèche, car c'est à cette période que les flux turbulents sont les plus forts, et que les imprécisions sont les plus nombreuses (choix du niveau zéro de référence au-dessus de pénitents par exemple).

Tableau 3.4. Influence des variations de la température de l'air T , de l'humidité spécifique de l'air q , de la vitesse horizontale de vent u , du paramètre de rugosité de calage z_0 , des niveaux de mesures z sur le résultat des flux turbulents

Test	$\Delta(H)$, %	$\Delta(LE)$, %	Test	$\Delta(H)$, %	$\Delta(LE)$, %
$\Delta(T) = + 0.3^\circ\text{C}$	+ 9	- 8	$\Delta(T) = - 0.3^\circ\text{C}$	- 8	+ 7
$\Delta(T) = + 1^\circ\text{C}$	+ 32	- 29	$\Delta(T) = - 1^\circ\text{C}$	- 26	+ 22
$\Delta(q) = + 10\%$	- 1	- 33	$\Delta(q) = - 10\%$	0	+ 33
$\Delta(q) = + 25\%$	- 2	- 81	$\Delta(q) = - 25\%$	+ 1	+ 82
$\Delta(u) = + 1 \text{ m s}^{-1}$	+ 52	+ 40	$\Delta(u) = - 1 \text{ m s}^{-1}$	- 59	- 42
$\Delta(u) = + 10\%$	+ 15	+ 11	$\Delta(u) = - 10\%$	- 14	- 12
$\Delta(u) = + 25\%$	+ 38	+ 27	$\Delta(u) = - 25\%$	- 36	- 29
$\Delta(z) = + 10 \text{ cm}$	- 11	- 11	$\Delta(z) = - 10 \text{ cm}$	+ 16	+ 1
$\Delta(z) = + 20 \text{ cm}$	- 19	- 19	$\Delta(z) = - 20 \text{ cm}$	+ 39	+ 36
$z_0 = 20 \text{ mm}$	+ 33	+ 34	$z_0 = 8 \text{ mm}$	- 18	- 19
$z_0 = 30 \text{ mm}$	+ 72	+ 76	$z_0 = 2 \text{ mm}$	- 53	- 55

$\Delta(x)$ est l'écart par rapport à la valeur réelle de la quantité x . Chaque test consiste à recalculer les flux turbulents en remplaçant, pour chaque valeur demi-heure de x , la quantité x par $x + \Delta x$, toutes choses égales par ailleurs. Il en résulte un écart $\Delta(H)$ ou $\Delta(LE)$ sur la valeur absolue de chaque flux turbulent, écart exprimé en pourcentage de la moyenne journalière de $|H|$ ou $|LE|$.

Le Tableau 3.4 montre que notre méthode de calcul est très sensible à tous les paramètres testés, que ce soient les variables météorologiques (T , q ou u), les niveaux de mesure ou la hauteur de rugosité de calage. Pour chaque paramètre, nous avons systématiquement testé une situation plausible avec un écart $\Delta(x)$ possible ($\pm 0.3^\circ\text{C}$ pour T , $\pm 10\%$ pour q ou u , $\pm 10 \text{ cm}$ pour z et 8 ou 20 mm pour z_0) et une situation avec un écart $\Delta(x)$ extrême ($\pm 1^\circ\text{C}$ pour T , $\pm 25\%$ pour q ou u , $\pm 1 \text{ m s}^{-1}$ pour u , $\pm 20 \text{ cm}$ pour z et 2 ou 30 mm pour z_0). Pour les situations plausibles, $\Delta(H)$ et $\Delta(LE)$ ne dépassent jamais $\pm 34\%$, ce qui est une précision acceptable. Dans les cas extrêmes, l'erreur commise atteint 80% mais on peut espérer que ces situations extrêmes sont très rares, voire impossibles. Néanmoins, dans ce tableau, nous avons testé les paramètres indépendamment. Ceux-ci sont en fait interconnectés et cette dépendance relative des paramètres entre eux peut contribuer à augmenter ou diminuer la précision sur les résultats selon les situations. En conclusion, un intervalle de précision de $\pm 30\%$ sur les flux turbulents semble raisonnable mais insistons sur le fait que ceci est une estimation grossière et non le résultat d'un calcul.

3.4. Flux conductif dans la neige/glace

Le transfert de chaleur par conduction à travers le manteau neigeux ou la glace s'exprime de la façon suivante [e. g. Oke, 1987] :

$$G = -K \frac{\partial T_i}{\partial z} \quad (3.32)$$

K est la conductivité thermique de la neige/glace (en $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$), T_i est la température de la neige/glace et z est la profondeur (axe z dirigé vers le haut). K n'est pas une simple constante physique pour un sol donné mais varie en fonction de la profondeur et du temps. La moyenne volumique de K dépend de la conductivité des particules du sol, de sa porosité et de son contenu en humidité [Oke, 1987]. Ainsi, K est plus grand pour la glace ($2.24 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ pour la glace pure à 0°C) que pour la neige transformée ($0.42 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$). G est estimé à partir du profil vertical de température de la neige/glace mesuré par 7 thermocouples placés à l'origine jusqu'à 2.7 m de profondeur. Le système thermodynamique considéré pour réaliser le bilan d'énergie correspond à un certain volume de neige/glace allant de la surface à une profondeur d'environ 50 cm (cf. sections 3.1.2. et 3.6.). G doit donc être mesuré à la profondeur $z = -50 \text{ cm}$. Or nous avons vu en section 2.2.2.4. qu'en dessous de 50 cm, la température T_i restait toujours constante et égale à 0°C quelle que soit la période de l'année. Par conséquent, G reste toujours nul sur ce glacier isotherme.

3.5. Flux d'énergie apporté par les précipitations

Sur le site de la SMA à 5150 m, quelle que soit la période de l'année, les précipitations sont toujours sous forme solide (cf. section 2.2.1.3.). Or, dans le cas d'une chute de neige, le flux d'énergie apporté par les précipitations est calculé par [e. g. Obled & Rosse, 1975] :

$$P = \rho_n c_n I (T_n - T_s) \quad (3.33)$$

avec ρ_n , la masse volumique de la neige fraîchement tombée (en kg m^{-3}), c_n , la capacité calorifique de la neige ($c_n \approx 2090 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), I, l'intensité de la chute de neige (en mètre d'eau par seconde, m s^{-1}), T_n , la température de la neige qui tombe et T_s , la température de la surface du glacier (en K). Une bonne approximation de T_n est donnée par la température de l'air mesurée dans les premiers mètres au-dessus de la surface.

Entre mars 1996 et août 1998, l'intensité des précipitations n'a pas été mesurée. Elle l'a été pendant la saison humide 1994-95 mais après février 1995, le pluviomètre à augets basculeurs fournissant cette donnée n'a plus fonctionné. Cette campagne de mesures a montré que l reste toujours faible sur le Glacier Zongo. En effet, l'intensité maximale enregistrée sur 24 heures est de 1.2 mm h^{-1} (soit $3.4 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$), le 15 décembre 1994. De plus, lorsqu'il neige, T_n et T_s demeurent toujours très proches l'une

de l'autre. Afin d'évaluer l'importance relative de ce flux d'énergie P , nous considérons un cas extrême où $l = 2 \text{ mm h}^{-1}$ ($5.6 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$) pendant 24 heures, $T_n - T_s = 5^\circ\text{C}$ et $\rho_n = 200 \text{ kg m}^{-3}$. La moyenne journalière de P vaut alors 1.2 W m^{-2} , ce qui reste très faible par rapport aux autres flux du bilan d'énergie. En conclusion, quelle que soit la période de l'année, P est négligeable par rapport aux autres termes du bilan d'énergie. Seuls certains glaciers de zones très humides comme la côte Ouest de la Nouvelle Zélande qui reçoit localement plus de 5 m d'eau par an, peuvent avoir un flux d'énergie apporté par une pluie chaude non négligeable [Ishikawa *et al.*, 1992]. Mais pour une grande majorité des glaciers du monde, le flux apporté par les précipitations est négligeable [e. g. Paterson, 1994].

3.6. Bilan d'énergie de la neige/glace

Le terme de stockage de l'énergie dans la neige/glace, $(\Delta Q_S + \Delta Q_M)$, se calcule à partir de l'équation du bilan d'énergie 3.2, une fois estimée la somme algébrique des flux d'énergie présents dans le membre de gauche de cette équation. L'expression 3.2 s'applique à un petit volume de glacier de surface élémentaire 1 m^2 et de profondeur d en dessous de laquelle il n'y a plus de transfert d'énergie [Lliboutry, 1964 ; Paterson, 1994]. Sur le Glacier Zongo, d est de l'ordre de 50 cm puisqu'à partir de cette profondeur, la température du glacier reste constante (cf. section 2.2.2.4.). De plus, cette profondeur semble suffisamment importante pour qu'à sa base, le transfert d'énergie par radiation solaire soit négligeable. Dans ce volume de glacier, $(\Delta Q_S + \Delta Q_M)$ correspond à la variation de la quantité d'énergie interne de la neige/glace. Si le membre de gauche de l'équation 3.2 est positif, de l'énergie est disponible pour le volume de glacier considéré : tout d'abord, celle-ci sera utilisée à augmenter la température de la neige/glace jusqu'à son point de fusion ($\Delta Q_S > 0$ et $\Delta Q_M = 0$), puis, lorsque la température de surface a atteint 0°C , la fusion débute ($\Delta Q_M > 0$). À l'opposé, si le membre de gauche est négatif, l'eau liquide présente en surface regèle ($\Delta Q_M < 0$), puis, quand la neige/glace est sèche, sa température décroît ($\Delta Q_S < 0$).

3.6.1. Variation du stockage de la chaleur sensible

C'est le terme ΔQ_S qui peut s'exprimer de la façon suivante [Lliboutry, 1964 ; Paterson, 1994] :

$$\Delta Q_S = \int_0^d \rho_i c_i (\partial T_i / \partial t) dz \quad (3.34)$$

Ici, ρ_i est la masse volumique de la neige/glace (en kg m^{-3}), c_i est la capacité calorifique de la neige/glace ($c_i \approx 2090 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T_i est la température de la neige/glace (en K) et t est le temps (en s). Les transferts d'énergie dans le volume de glacier considéré s'effectuent principalement par conduction. Cependant, le regel de l'eau de fusion superficielle qui percole à travers le manteau neigeux, la pénétration des radiations courtes longueurs d'onde ou les circulations d'air et de vapeur d'eau peuvent aussi transférer de l'énergie à ce volume. ΔQ_S peut être obtenu à partir des mesures des thermocouples qui donnent les profils verticaux de température de la neige/glace en

moyennes demi-horaires. Toutefois, dans la pratique, ces profils n'étaient pas suffisamment précis pour calculer des valeurs de ΔQ_S toutes les 30 minutes. Nous avons alors remarqué que ces profils verticaux de température présentaient un cycle journalier classique : le plus souvent, aux alentours de midi, le manteau neigeux ou la glace revient à une situation isotherme avec des températures égales au point de fusion quelle que soit la profondeur (Figure 3.11). Par conséquent, si l'on considère les moyennes journalières, ΔQ_S reste nul la plupart du temps puisque le gain de chaleur de la journée est exactement compensé par la perte nocturne. Cette situation est typique de tout manteau neigeux ou tout glacier en condition de fusion, condition réunie toute l'année sur le site de la SMA du Glacier Zongo. Ainsi, en moyennes journalières, le terme de stockage de l'énergie dans la neige/glace se réduit au terme de changement d'état ΔQ_M .

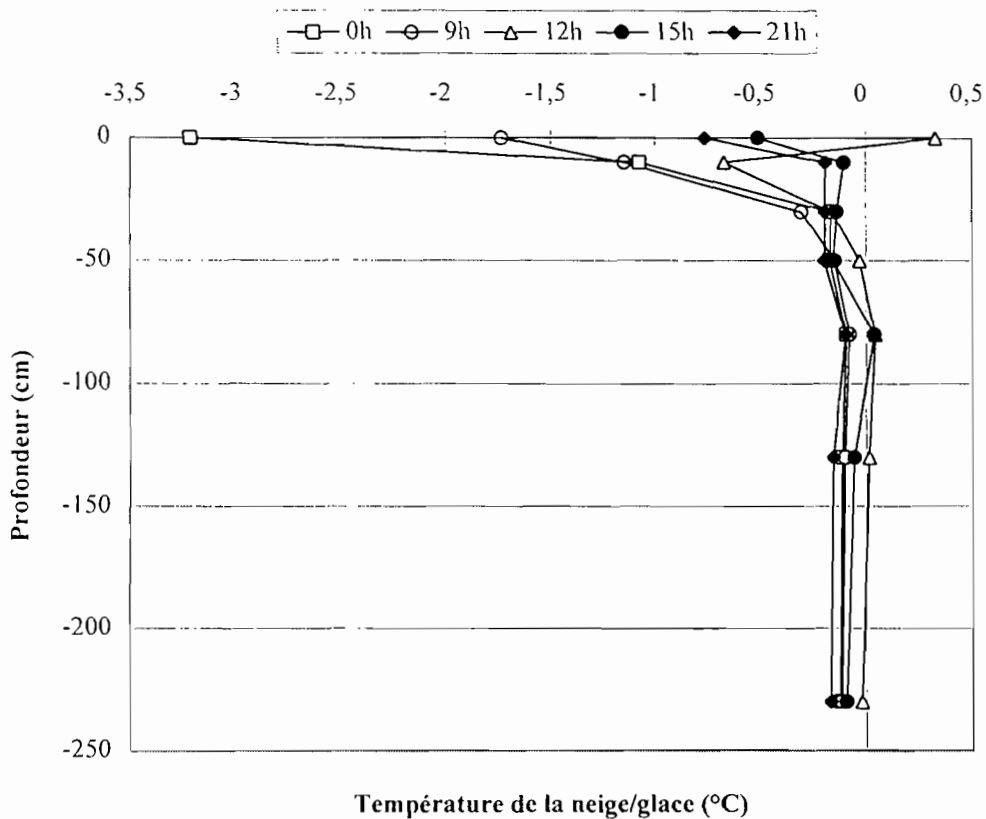


Figure 3.11. Évolution des profils verticaux de température dans la neige/glace le 24 mai 1996

3.6.2. Variation du stockage de la chaleur latente

Selon son signe, ce terme correspond à la fusion ($\Delta Q_M > 0$) ou au regel ($\Delta Q_M < 0$). ΔQ_M est directement proportionnel à la quantité M de masse fondue (ou regelée si de l'eau liquide est disponible) par unité de temps et de surface (en $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ou mm s^{-1}) :

$$\Delta Q_M = L_f M \quad (3.35)$$

avec L_f , la chaleur latente de fusion de la glace ($L_f = 3.34 \cdot 10^5 \text{ J kg}^{-1}$ dans les conditions de température rencontrées). Par conséquent, en moyennes journalières, comme ΔQ_S est nul du fait des conditions de fusion permanentes à 5150 m sur le Glacier Zongo, l'équation complète du bilan d'énergie 3.2 donne directement accès à M , que l'on exprimera alors en millimètres par jour (mm j^{-1}).

Afin d'évaluer la précision de cette méthode de calcul de la fusion locale, nous avons comparé la fusion journalière M calculée par l'intermédiaire du bilan d'énergie et la fusion mesurée par la "boîte à fusion", les jours de mission prolongée sur le site de la SMA. Le Tableau 3.5 présente cette comparaison.

Tableau 3.5. Comparaison entre la fusion mesurée par la "boîte à fusion" et calculée par l'équation de bilan d'énergie, pour quelques jours sélectionnés à 5150 m

Date	M mesuré, mm j^{-1}	M calculé, mm j^{-1}	Date	M mesuré, mm j^{-1}	M calculé, mm j^{-1}
23/08/96	1.2	0	07/03/97	0	0
24/08/96	8.2	6.5	19 au 27/05/97	0	0
25/08/96	16.1	16.0	04/08/97	5.3	0
26/08/96	7.6	7.3	05/08/97	7.6	2.3
27/08/96	6.5	9.2	07 au 14/08/97	0	0
14/11/96	4.3	2.9	27/03/98	15.4	34.9
15 et 16/11/96	4.5	0	28/03/98	24.1	42.7
17/11/96	3.7	2.5	29/03/98	26.6	30.4
01/03/07	12.2	4.7	11/04/98	11.1	10.2
02/03/97	12.3	2.9	12/04/98	2.0	1.6
03/03/97	0.7	0.6	13/04/98	10.4	8.9
04/03/97	1.7	0	14/04/98	6.6	9.7
05/03/97	1.3	0			

Remarque : les valeurs de M calculé diffèrent légèrement des valeurs publiées dans Wagnon *et al.* [1999] où G a mal été estimé puisqu'il correspond à un flux conductif de surface non nul par conséquent. La différence reste faible, les valeurs ci-dessus sont les plus justes.

Pour les 40 jours présentés dans le Tableau 3.5, la corrélation entre les valeurs mesurées et calculées de la fusion journalière est correcte : $r^2 = 0.77$. Ce bon accord entre les mesures et les résultats du bilan d'énergie prouve d'une part, que la méthode de calcul du bilan énergétique local est adaptée au site de la SMA, et d'autre part, que les variables météorologiques collectées sont suffisamment fiables pour obtenir une précision raisonnable sur le résultat final, tout au moins à l'échelle de 24 heures. De plus, les jours qui ont permis de vérifier la précision du bilan d'énergie correspondent à des types de temps variés à la fois de la saison humide et de la saison sèche. En effet, selon les jours

échantillonnés. la fusion journalière relevée montre toute la gamme possible sur le site à 5150 m, du minimum égal à 0 mm j⁻¹ aux valeurs extrêmes qui dépassent 20 mm j⁻¹. Par conséquent, notre méthode de calcul du bilan énergétique permet d'atteindre une bonne précision sur les résultats journaliers, quelles que soient la saison et les conditions météorologiques. Ainsi, bien que le nombre de jours qui ont servi de vérification soit limité, une bonne précision du bilan énergétique local est attendue pour l'ensemble de la période d'étude.

Cependant, certains jours présentés dans le Tableau 3.5 montrent un écart parfois important entre la mesure et le calcul. Selon les jours, les causes sont différentes. Les 15 et 16 novembre 1996, une tempête de neige a perturbé les mesures des variables météorologiques de la SMA. Le bilanmètre est notamment resté couvert de neige une partie de la journée, entraînant ainsi une sous-estimation de la mesure de la radiation nette toutes longueurs d'onde. Pour cette raison, la fusion journalière calculée par ce bilan d'énergie sous-estimé est trop faible par rapport à la mesure. La cause est identique les 1 et 2 mars 1997. Les 27 et 28 mars 1998, le site de la SMA présentait une surface particulière en mosaïque, c'est-à-dire avec des zones de glace vive et sale, et des surfaces de neige transformée et blanche en cours de fusion. La SMA se trouvait au-dessus de la glace d'albédo faible et la boîte à fusion était située sur une zone de neige, d'albédo plus élevé. Cette différence d'albédo très locale est responsable d'une différence importante sur la radiation nette entre la SMA et la boîte à fusion, expliquant pourquoi la fusion calculée est largement plus élevée que celle mesurée 20 mètres à côté. Le 29 mars, la neige de la boîte à fusion avait presque entièrement fondu, laissant apparaître la glace, si bien que la mesure et le calcul sont de nouveau en accord. Le 4 août 1997, des effets de bord de la boîte à fusion ont entraîné une fusion exagérée de son contenu, expliquant l'écart entre mesure et calcul. En conclusion, les anomalies explicitées précédemment sont dues soit à des erreurs de la mesure avec la boîte à fusion (effets de bord, de site ou rétention de l'eau par capillarité), soit à des mesures perturbées des variables météorologiques. Le résultat sur le bilan d'énergie n'est affecté que dans le second cas. Cependant, sur le Glacier Zongo, les chutes de neige susceptibles de perturber les appareils sont très rares. Par conséquent, du fait de la très longue période d'étude et de la grande variété des conditions rencontrées, il n'est pas possible de chiffrer la précision atteinte pour le terme de fusion ΔQ_M , mais le Tableau 3.5 constitue la preuve que les résultats qualitatifs et quantitatifs de cette analyse de bilan d'énergie sont tout à fait représentatifs.

3.7. Conclusion

Réaliser un bilan d'énergie sur un glacier revient à effectuer l'inventaire complet des échanges énergétiques à l'interface entre ce glacier et l'atmosphère. Les transferts sont radiatifs, convectifs ou conductifs, et leur estimation va permettre de calculer la fusion locale. Les données météorologiques recueillies à 5150 m sur le Glacier Zongo sont suffisantes pour évaluer chaque flux d'énergie qui transite à la surface de la neige/glace, demi-heure après demi-heure :

- La radiation nette toutes longueurs d'onde est mesurée directement à l'aide d'un bilanmètre dont la fiabilité a été testée en estimant les composantes courtes et grandes longueurs d'onde du bilan radiatif.
- Les flux turbulents sont obtenus grâce aux gradients verticaux de vitesse de vent, de température de l'air et d'humidité spécifique. La méthode classique des profils a dû être adaptée à ce cas particulier de glacier tropical qui, très souvent dans la journée, en condition de fusion, présente un maximum de température vers 20-30 cm au-dessus de la surface. Quant à savoir s'il s'agit d'absorption partielle du rayonnement solaire par la vapeur d'eau et/ou les aérosols, la question reste ouverte. Comme la couche à flux constants se réduit à quelques dizaines de centimètres, nous avons appliqué la méthode des profils entre le niveau de mesure situé à 30 cm et la surface. Pour cela, la hauteur de rugosité a été choisie au mieux pour caler les valeurs journalières calculées de sublimation sur les mesures des lysimètres réalisées lors des missions prolongées de terrain. Ce paramètre de calage varie en fonction des saisons comme la rugosité de la surface et garantit une certaine fiabilité des résultats en atténuant les imprécisions de mesures des appareils ou le fait que hauteurs des capteurs et taille des pénitents sont du même ordre de grandeur en période sèche.
- Comme pour tous les glaciers tempérés c'est-à-dire isothermes à la température de leur point de fusion, le flux conductif journalier dans la neige/glace reste nul.
- L'énergie apportée par les précipitations reste toujours négligeable.

En condition de fusion, la somme algébrique de ces transferts énergétiques va donner une estimation de la lame d'eau fondue. La bonne corrélation entre les mesures journalières de la fusion à 5150 m disponibles les jours de mission prolongée et les résultats du bilan d'énergie attestent d'une part, de la bonne précision des mesures et d'autre part, de la fiabilité de la méthode utilisée. Il reste donc à appliquer cette méthode, calée et vérifiée à l'aide de mesures de terrain, à l'ensemble de notre période d'étude, de façon à dégager les caractéristiques du cycle annuel du bilan d'énergie du Glacier Zongo.

Chapitre 4

Caractéristiques du bilan d'énergie du Glacier Zongo à 5150 m - Applications hydrologiques, glaciologiques et climatiques

4.1. Introduction

Une fois connues les conditions climatiques qui règnent sur le Glacier Zongo, ainsi que la méthode permettant d'estimer chaque flux d'énergie à l'interface entre le glacier et l'atmosphère, il est possible de donner les résultats du bilan d'énergie. C'est ce que nous proposons de faire dans ce chapitre, en décrivant en détail l'évolution temporelle de chaque transfert énergétique. De façon systématique, nous tenterons de généraliser les résultats obtenus localement, à 5150 m, à l'ensemble des glaciers de la région tropicale externe. Dans la suite de ce chapitre, nous insisterons sur l'intérêt majeur de disposer de deux cycles annuels du bilan d'énergie pour, d'une part, mieux comprendre le fonctionnement du glacier et, d'autre part, sonder l'impact des perturbations climatiques locales sur le glacier. Le bilan d'énergie, en faisant le lien entre les paramètres météorologiques et l'ablation, pourra permettre d'expliquer le régime hydrologique du torrent émissaire. Il aidera aussi à comprendre comment l'événement El Niño 1997-98 a imprimé sa signature sur ce glacier tropical. Ces sections qui traitent des applications hydrologique et climatique du bilan énergétique, s'appuieront sur les résultats des sections précédentes afin de fournir une bonne illustration de l'utilité de ce bilan. Enfin, dans le souci de relever les particularités de la région tropicale externe, nous terminerons ce chapitre par une comparaison avec des glaciers soumis à des conditions climatiques différentes.

4.2. Résultats du bilan d'énergie à 5150 m

Le chapitre précédent décrit en détail la méthode appliquée pour déterminer tous les termes du bilan d'énergie qui figurent dans l'équation 3.2. Ici, nous allons présenter les résultats de ce bilan, c'est-à-dire l'évolution temporelle de la radiation nette et des flux turbulents, pour ensuite donner le terme de stockage de la chaleur latente, correspondant à la fusion locale.

4.2.1. Moyennes mensuelles des différents termes de ce bilan

La Figure 4.1 présente les valeurs mensuelles de la radiation nette toutes longueurs d'onde R , du flux turbulent de chaleur latente LE et du flux turbulent de chaleur sensible H . Comme nous l'avons vu au chapitre précédent (section 3.5.), le flux conductif dans la neige/glace reste nul et le flux d'énergie apporté par les précipitations est toujours négligeable et n'apparaît donc jamais. Le Tableau 4.1 donne les moyennes annuelles et les valeurs journalières extrêmes des deux cycles hydrologiques représentés 1996-97 et 1997-98, ainsi que des saisons sèches et humides de chaque cycle.

Tableau 4.1. Moyennes et extrêmes annuels et saisonniers des différents termes du bilan d'énergie à 5150 m : radiation nette R , flux turbulents de chaleur latente LE et de chaleur sensible H et la variation du stockage de la chaleur latente ΔQ_M .

Cycle 1	Sept. 96 - Août 97			Nov. 96 - Fév. 97			Mai 97 - Août 97		
Quantité	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.
$R, W m^{-2}$	-27.1	15.8	131.0	-21.7	12.6	109.2	-27.1	9.8	55.7
$LE, W m^{-2}$	-103.8	-18.1	0.9	-41.3	-7.3	-1.2	-103.8	-31.3	0.9
$H, W m^{-2}$	-9.4	6.1	32.3	-3.3	4.4	18.9	-9.4	9.3	32.3
$\Delta Q_M, W m^{-2}$	-95.9	3.8	121.9	-23.5	9.7	104.1	-95.8	-12.2	46.8
Cycle 2	Sept. 97 - Août 98			Nov. 97 - Fév. 98			Mai 98 - Août 98		
Quantité	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.	Min.	Moy.	Max.
$R, W m^{-2}$	-24.9	48.7	227.9	-21.6	59.0	227.9	-24.9	55.4	139.3
$LE, W m^{-2}$	-95.7	-11.6	8.7	-35.1	-2.3	8.7	-95.7	-21.4	7.5
$H, W m^{-2}$	-11.4	9.8	63.9	-3.9	4.9	32.0	-11.4	13.3	63.9
$\Delta Q_M, W m^{-2}$	-62.3	46.9	224.2	-22.7	61.6	224.2	-62.3	47.3	150.7

Remarques : les moyennes qui figurent dans ce tableau sont les moyennes des valeurs mensuelles et non des valeurs journalières comme présentées dans *Wagnon et al. [1999]*. De plus, pour que la moyenne de ΔQ_M corresponde bien à la somme des 3 termes R , LE et H , les jours où au moins un de ces termes ne pouvait être obtenu, ont été intentionnellement omis dans le calcul des moyennes. Ainsi, 37 jours où R avait été mesuré, ont été supprimés et n'ont pas servi pour calculer les valeurs annuelles ou saisonnières de R alors que ces mêmes jours avaient été utilisés dans le calcul du Tableau 2.9. Enfin, dans *Wagnon et al. [1999]*, G a été calculé à la surface alors qu'il aurait dû l'être à -50 cm ce qui explique pourquoi il est non nul. Cette erreur est sans grande incidence sur le résultat final puisque G reste toujours minoritaire par rapport aux flux radiatifs ou turbulents. Elle a cependant été corrigée ici.

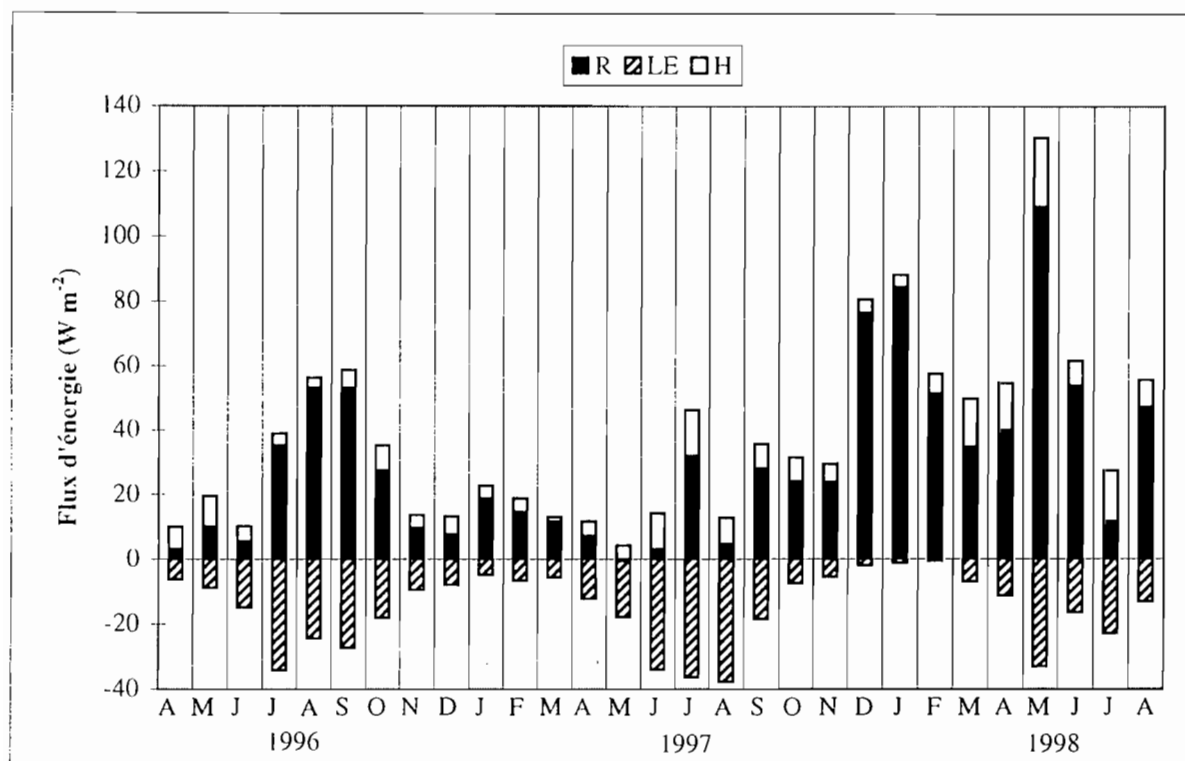


Figure 4.1. Moyennes mensuelles des différents termes du bilan d'énergie à 5150 m : radiation nette, R, flux turbulents de chaleur latente, LE et sensible, H, en histogrammes cumulés (Avril 1996 - Août 1998)

4.2.1.1. Caractéristiques générales du bilan d'énergie à 5150 m

D'après la Figure 4.1, il apparaît clairement que la source principale d'énergie à la surface du Glacier Zongo, à 5150 m, correspond à la radiation nette toutes longueurs d'onde. Or R est en majorité contrôlé par l'albédo courtes longueurs d'onde α (cf. section 2.2.2.3. et équation 3.3), comme le confirme la Figure 4.2 qui présente à la fois α et R en valeurs mensuelles. La forte anticorrélation entre ces deux quantités ($r^2 = 0.68$, $n = 29$ mois) souligne le fait que les mois où R est élevé correspondent aux mois où l'albédo est faible et inversement. Ainsi, ce facteur α est responsable de la majeure partie de l'énergie disponible à la surface du glacier.

Selon l'altitude de la ligne de névé, la SMA jouit d'un régime radicalement différent. Si cette ligne se trouve en aval de la station météorologique, la surface à 5150 m est constituée de neige propre, d'albédo élevé et l'énergie disponible en surface est donc réduite. C'est le cas par exemple du mois d'août 1997 où $\alpha = 0.76$, $R = 5 \text{ W m}^{-2}$ et le terme de fusion ΔQ_M est négatif (aucune fusion locale), alors que l'année précédente, le même mois, la ligne était localisée en amont de la SMA. À 5150 m, en août 1996, la surface de glace vive et sale absorbait alors beaucoup plus la radiation solaire ($\alpha = 0.54$) conduisant à une radiation nette mensuelle un ordre de grandeur supérieure à celle d'août 1997 ($R = 53 \text{ W m}^{-2}$). Ainsi, la fusion locale du mois d'août 1996 a été forte avec ΔQ_M égal à 32 W m^{-2} (ce qui est équivalent à une lame d'eau fondue de 257 mm w.e.).

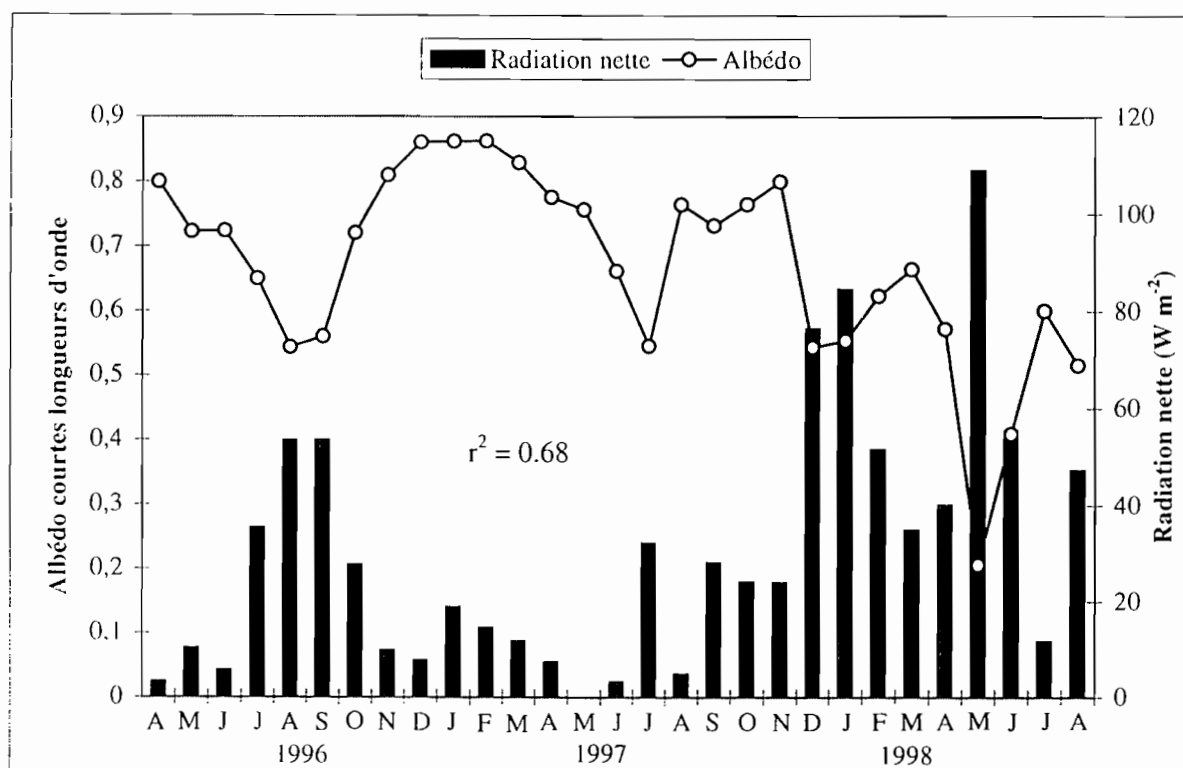


Figure 4.2. Moyennes mensuelles de l'albédo et de la radiation nette à 5150 m (Avril 1996 - Août 1998)

Le second terme le plus important de ce bilan d'énergie est le flux turbulent de chaleur latente. Celui-ci reste toujours négatif, ce qui correspond à une consommation de l'énergie disponible à la surface du glacier, qui se traduit directement par une perte de masse par sublimation (changement d'état solide → gaz). Lors du premier cycle hydrologique 1996-97, l'ablation due à la sublimation s'est élevée à 202 mm w.e. ($LE = -18.1 \text{ W m}^{-2}$) pour l'ensemble de l'année soit 0.55 mm j^{-1} en moyenne, et pendant l'année 1997-98, celle-ci n'a été que de 129 mm w.e. ($LE = -11.6 \text{ W m}^{-2}$) soit 0.35 mm j^{-1} . Le flux turbulent de chaleur latente est fonction de nombreux paramètres explicités en détail dans toute la section 3.3. (gradients de l'humidité spécifique, de la température de l'air, de la vitesse du vent, hauteurs de mesure, hauteur de rugosité, état de stabilité de la couche limite de surface). Toutefois, l'analyse de précision réalisée sur LE (section 3.3.5.2. et Tableau 3.4) a révélé que ce flux est surtout sensible au gradient d'humidité spécifique au-dessus de la surface du glacier, et à la hauteur de rugosité de calage z_0 . Par conséquent, comme l'albédo, l'humidité spécifique et la rugosité de la surface sont des paramètres clés puisqu'ils influencent directement LE, principal puits d'énergie du bilan à 5150 m sur le Glacier Zongo.

Le dernier terme du bilan d'énergie, le flux turbulent de chaleur sensible H , reste le plus souvent inférieur aux termes précédemment cités, mais, toujours positif, il contribue à apporter une quantité non négligeable d'énergie à la surface du glacier. De la même façon que LE, H est principalement contrôlé par le gradient vertical de température de l'air et par la hauteur de rugosité de calage z_0 (section 3.3.2.5. et Tableau 3.4).

4.2.1.2. Comparaison saison humide, saison sèche

La saisonnalité de la radiation nette est discutée en détail dans la section 2.2.2.3. : R ne présente aucune saisonnalité marquée, et cette source d'énergie à la surface du glacier est à peu près identique d'une saison à l'autre. Cependant, R peut être très variable d'un mois à l'autre, en rapport avec l'albédo, fonction lui-même de l'état de surface et de l'altitude de la ligne de névé. Par exemple, entre avril et mai 1998, la surface à 5150 m est passée d'une neige transformée d'albédo 0.57 à une surface de glace hérissée de pénitents, et particulièrement sale, d'albédo 0.21 (Figure 4.2). Dans le même temps, la radiation nette est donc brusquement passée de 40 W m^{-2} pour le mois d'avril à 109 W m^{-2} en mai.

Le flux de chaleur latente est très variable selon la saison. Pendant la saison humide, du fait de l'humidité spécifique plus élevée (Figure 2.6), le gradient d'humidité spécifique immédiatement au-dessus de la surface reste faible ce qui conduit à un flux de chaleur latente très réduit. De plus, la neige fraîche qui recouvre habituellement la surface à cette saison rend le glacier lisse, la hauteur de rugosité de calage z_0 prend sa valeur minimale (cf. section 3.3.4.4.) ce qui contribue à limiter LE . À l'opposé, en saison sèche, l'air étant plus sec, le gradient d'humidité spécifique est plus fort, z_0 représentatif d'une surface accidentée de pénitents, est maximum et par conséquent, LE atteint ses valeurs maximales. Ainsi, la quasi-totalité de l'ablation par sublimation se produit durant la saison sèche où celle-ci dépasse fréquemment 1 mm j^{-1} . Les moyennes respectives de sublimation pour les saisons sèches 1996-97 et 1997-98 sont 0.95 et 0.65 mm j^{-1} alors qu'elles sont de 0.22 et 0.07 mm j^{-1} pour les saisons humides 1996-97 et 1997-98.

Comme LE , le flux turbulent de chaleur sensible est plus de deux fois supérieur en saison sèche qu'en saison humide, principalement à cause de z_0 environ un ordre de grandeur plus grand entre mars et juillet (cf. section 3.3.4.4. et Tableau 3.3).

4.2.1.3. Comparaison cycle 1 (1996-97), cycle 2 (1997-98)

Des différences évidentes du bilan d'énergie sont visibles sur la Figure 4.1 et le Tableau 4.1 entre ces deux cycles hydrologiques très contrastés. Déjà, en section 2.2.2.3., nous avons discuté dans le détail du fait que la radiation nette toutes longueurs d'onde était environ 3 fois supérieure en 1997-98 qu'en 1996-97 : le déficit de précipitations du cycle 2 a eu comme conséquence de laisser apparaître la surface d'ablation constituée de glace vive et sale pendant une période plus longue, diminuant ainsi nettement l'albédo moyen annuel qui est passé de 0.75 en 1996-97 à 0.58 en 1997-98 (Tableau 2.9 et Figure 4.2). Cette chute de l'albédo a permis au glacier d'absorber une plus large part de la radiation solaire incidente à l'origine de l'augmentation spectaculaire de R .

Comme la hauteur de rugosité de calage z_0 a montré une progression de 3.7 mm passant de 7.9 mm à 11.6 mm entre le cycle 1 et le cycle 2 (Tableau 3.3), on s'attendrait à avoir des flux turbulents plus élevés en 1997-98 par rapport à 1996-97. Ce n'est pas le cas du flux de chaleur latente qui a diminué de 34% en valeur absolue (de -18.1 W m^{-2} à -11.6 W m^{-2} pour ces deux cycles respectivement). Cette baisse est à mettre sur le compte d'une part, d'une diminution des gradients verticaux d'humidité spécifique en relation avec une température de l'air plus élevée et une humidité relative inchangée (cf. section 2.2.2.1.), et d'autre part, d'une plus forte stabilité de la couche limite de surface en moyenne sur l'année 1997-98 par rapport à 1996-97, liée à une légère diminution de la vitesse du vent (de 2.4 m s^{-1} à 2.0 m s^{-1} entre ces deux cycles) (cf. section 2.2.2.1.). Malgré cette stabilité plus forte, le flux de chaleur sensible est supérieur en 1997-98 car

les températures de l'air plus élevées de ce cycle 2 ont maintenu des gradients thermiques plus forts entre la surface et le premier niveau de mesure, que lors du cycle précédent (cf. section 2.2.2.1.).

4.2.1.4. Conclusion : généralisation aux glaciers tropicaux externes

Les glaciers tropicaux de la zone externe sont soumis à des conditions climatiques propres qui induisent un bilan d'énergie particulier :

1. La radiation nette toutes longueurs d'onde est la source principale d'énergie à la surface du glacier, et ne présente pas de saisonnalité marquée au cours de l'année. L'albédo contrôle une large part des fluctuations de R et est donc le paramètre fondamental de ce bilan d'énergie.
2. Le flux turbulent de chaleur latente est négatif toute l'année, dans la zone d'ablation et probablement aussi dans la zone d'accumulation, ce qui indique une perte de masse par sublimation à la surface du glacier. Cette sublimation est forte au cours de la saison sèche, très réduite le reste de l'année. LE est directement lié à l'humidité spécifique et à la hauteur de rugosité de calage qui sont donc des paramètres clés.
3. Le flux turbulent de chaleur sensible demeure toujours positif mais son importance est moindre par rapport aux flux précédents. Il est légèrement plus fort en saison sèche. Cette étude sur le Glacier Zongo apporte la preuve que, dans les conditions climatiques de la zone tropicale externe, en zone d'ablation, H reste toujours positif. Ce trait caractéristique du bilan d'énergie avait déjà été suggéré par Kaser *et al.* [1996] sur le Glacier Yanamarey (Cordillère Blanche, Pérou) après observation de la faible variabilité de la température de l'air au cours des saisons, et donc du fait de l'altitude quasiment constante de l'isotherme 0°C .

4.2.2. Fusion, sublimation et ablation locale mensuelles

Les variations locales de la masse du glacier sont les conséquences du bilan d'énergie comme nous l'avons souligné en section 3.1.1. En effet, l'ablation locale, a , se déduit directement du résultat de ce bilan énergétique. Elle se présente soit sous forme de sublimation s (correspondant à un flux négatif de chaleur latente LE), soit sous forme de fusion m (correspondant au terme ΔQ_M positif). Afin de relier bilan de masse et bilan d'énergie, nous nous attacherons à décrire ici le terme de fusion ΔQ_M , puis nous estimerons l'importance relative des termes de fusion et sublimation dans le bilan d'énergie et dans le bilan de masse, avant de comparer l'ablation locale avec les mesures des balises.

4.2.2.1. Moyennes mensuelles de ΔQ_M

La Figure 4.3 est une représentation des valeurs mensuelles du terme de stockage de la chaleur latente dans le manteau neigeux ou la glace, ΔQ_M , obtenu comme reste de l'équation de bilan d'énergie 3.2. Cette figure confirme le fait que le site de la SMA est en condition de fusion la plupart du temps. Toutefois, quatre mois montrent une valeur négative de ΔQ_M , ce qui correspond au regel de l'eau liquide présente en surface du glacier. Or, comme nous n'avons aucun moyen de connaître la quantité d'eau liquide disponible en surface du glacier dans ces cas et que celle-ci ne persiste de toute façon pas longtemps (soit elle percole ou ruisselle, soit elle regèle), nous n'avons pu savoir si la

valeur du reste de l'équation 3.2 correspondait effectivement à une production d'énergie par regel d'eau liquide. En effet, quand il n'y a plus d'eau à regeler, ΔQ_M est forcément nul et par conséquent, le terme de stockage de la chaleur sensible au sein du volume ΔQ_S devient strictement négatif et la température de la neige/glace diminue. Comme il s'agit ici de moyennes mensuelles, on devrait observer un front froid pénétrer dans le manteau neigeux ou la glace. Il semble que ce soit le cas pendant certaines périodes de la saison sèche qui est la période la plus froide de l'année (cf. section 2.2.2.4. et Figure 2.12). Toutefois, les profils verticaux de température de la neige/glace ne sont pas suffisamment détaillés pour calculer avec une précision raisonnable ΔQ_S . Lors de ces quatre mois particuliers, nous avons juste considéré que la fusion à 5150 m était nulle.

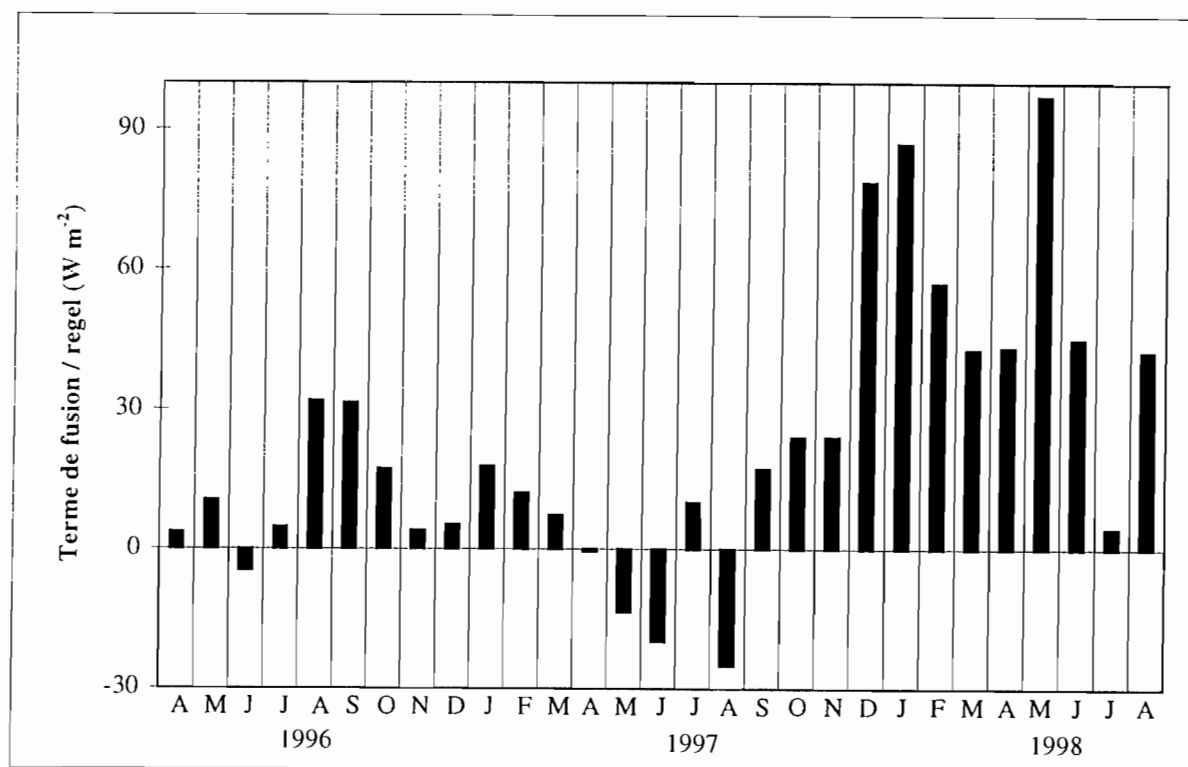


Figure 4.3. Moyennes mensuelles du terme de stockage de la chaleur latente dans la neige/glace, ΔQ_M à 5150 m (Avril 1996 - Août 1998)

En outre, la fusion locale à 5150 m ne présente aucune saisonnalité nette et peut être très variable d'un mois à l'autre, et d'une année à l'autre (Figure 4.3). Dans l'ensemble de la période d'étude, le mois de mai est tout à fait remarquable puisque selon l'année, il peut ne pas présenter de fusion du tout (mai 1997) ou afficher la plus forte fusion de toute la période (mai 1998). Cette particularité de ce mois (qui se retrouve aussi pour les mois de décembre ou août par exemple) prouve l'absence totale de saisonnalité de la fusion à 5150 m et sa très grande variabilité interannuelle. Ces deux caractéristiques de la fusion locale sont à relier aux caractéristiques de chaque terme du bilan explicitées dans la section 4.2.1. (absence de saisonnalité de R liée à l'albédo, grande variabilité interannuelle de R causée par le déficit de précipitations, chute de LE en relation avec une stabilité plus forte de la couche limite de surface et une diminution des gradients d'humidité spécifique, etc.). Nous reviendrons sur les causes expliquant l'évolution temporelle de la fusion locale par la suite, lorsque nous détaillerons l'intérêt du bilan d'énergie pour établir le lien entre les fluctuations du bilan de masse du glacier et les changements climatiques.

4.2.2.2. Importance relative de la fusion et de la sublimation

Il apparaît que les seuls puits d'énergie de ce bilan sont le flux de chaleur latente toujours négatif, et le terme de stockage de chaleur latente au sein du volume dans les cas où il est positif. Ces deux termes gouvernent respectivement la sublimation et la fusion en surface du glacier, c'est-à-dire l'ablation à 5150 m correspondant à la somme des deux termes précédents. Pour faire apparaître le puits énergétique A correspondant à l'ablation (en $W m^{-2}$) dans l'équation du bilan d'énergie 3.2, il suffit de changer de membre le flux de chaleur latente :

$$R + H = \Delta Q_M - LE = A \quad (4.1)$$

La Figure 4.4 donne l'évolution temporelle de l'ablation mensuelle a (en mm w.e.) ainsi obtenue à partir des résultats du bilan d'énergie. En terme de masse, la sublimation reste très inférieure à la fusion (sauf les mois où la fusion est nulle bien sûr, mois où l'ablation est alors très faible). L'ablation a correspond donc en grande majorité à la fusion locale à 5150 m. En revanche, en terme d'énergie, la sublimation gouvernée par le flux de chaleur latente LE devient un puits énergétique parfois majoritaire par rapport au terme de fusion ΔQ_M . En effet, la Figure 4.5 compare l'importance relative de la fusion et de la sublimation dans le bilan d'énergie et dans le bilan de masse. Comme la chaleur latente de sublimation L_s est 8.5 fois plus grande que la chaleur latente de fusion L_f ($L_s = 2.834 \cdot 10^6 J kg^{-1}$ et $L_f = 0.334 \cdot 10^6 J kg^{-1}$), même si en masse la sublimation est toujours faible, elle met en oeuvre des quantités d'énergie bien plus importantes. Le Tableau 4.2 donne des quantifications de l'importance relative de ces deux termes pour chaque cycle et chaque saison.

4.2. Caractéristiques des différents termes du bilan d'énergie à 5150 m

Tableau 4.2. Quantification de l'importance relative de la fusion (m) et de la sublimation (s) en termes énergétiques et massiques, pour chaque cycle hydrologique et chaque saison

Variable,	Cycle 1 1996-97	S. humide N.96-F.97	S. sèche M.97-A.97	Cycle 2 1997-98	S. humide N.97-F.98	S. sèche M.98-A.98
$\Delta Q_M, W m^{-2}$	8.7 (32%)	9.7 (57%)	2.5 (7%)	46.9 (80%)	61.6 (96%)	47.3 (69%)
$-LE, W m^{-2}$	18.1 (68%)	7.3 (43%)	31.3 (93%)	11.6 (20%)	2.3 (4%)	21.4 (31%)
$A, W m^{-2}$	26.8 (100%)	17.0 (100%)	33.8 (100%)	58.5 (100%)	63.9 (100%)	68.7 (100%)
$m, mm w.e.$	-821 (80%)	-301 (92%)	-80 (41%)	-4428 (97%)	-1912 (100%)	-1505 (95%)
$s, mm w.e.$	-202 (20%)	-27 (8%)	-117 (59%)	-129 (3%)	-8 (0%)	-81 (5%)
$a, mm w.e.$	-1023 (100%)	-328 (100%)	-197 (100%)	-4557 (100%)	-1920 (100%)	-1586 (100%)

Dans ce tableau, nous n'avons retenu que les situations où ΔQ_M était positif ou nul d'où les valeurs de ΔQ_M parfois un peu différentes des valeurs qui figurent dans le Tableau 4.1.

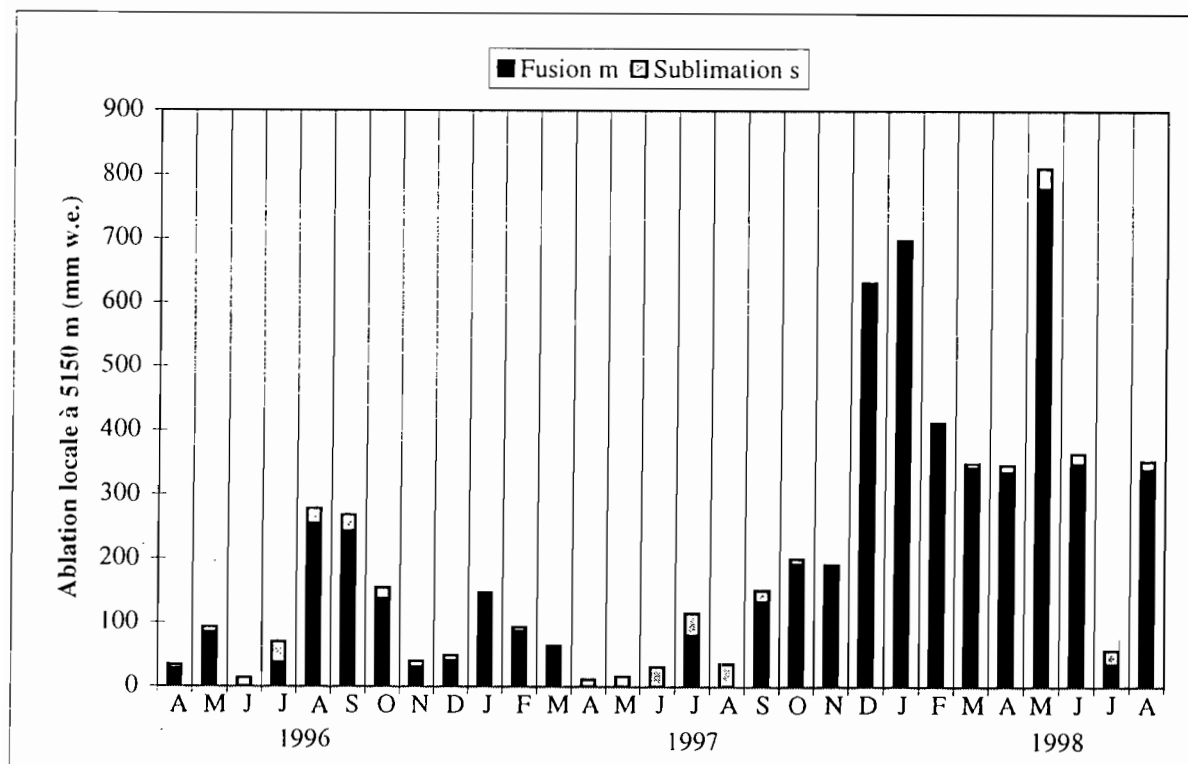


Figure 4.4. Moyennes mensuelles de l'ablation à 5150 m, $a = m + s$, somme de la fusion, m , et de la sublimation, s (Avril 1996 - Août 1998)

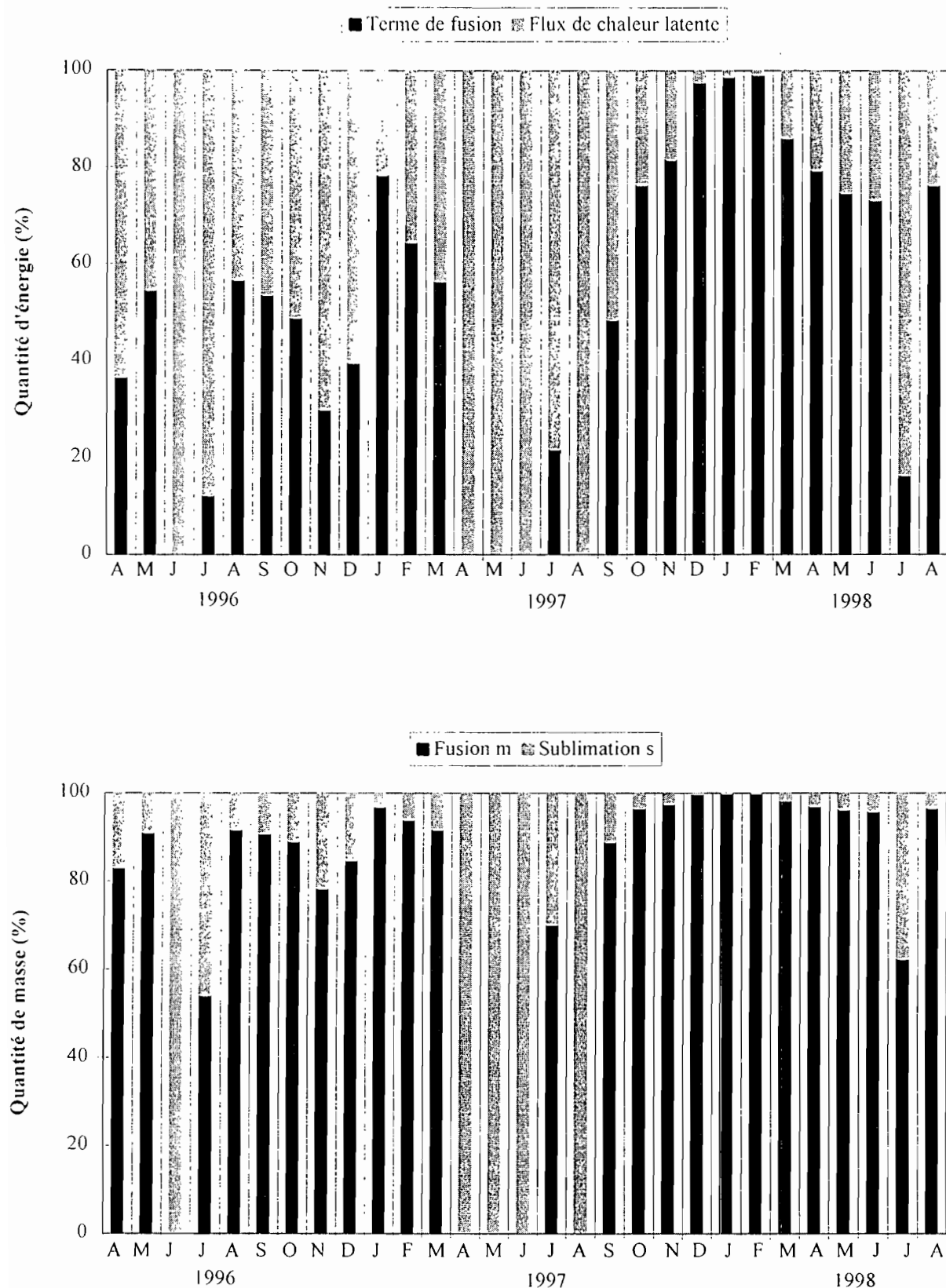


Figure 4.5. Importance relative de la fusion et de la sublimation dans l'ablation à 5150 m, en termes énergétique (en haut) et massique (en bas) (Avril 1996 - Août 1998)

D'après la Figure 4.5 et le Tableau 4.2, bien que la sublimation soit faible (20% du total de l'ablation en 1996-97) voire négligeable (3% en 1997-98) en ce qui concerne la lame d'eau perdue, elle joue un rôle fondamental dans le bilan d'énergie. En effet, en 1996-97, elle représente le puits majoritaire d'énergie avec une consommation de 68% de l'énergie disponible en surface du glacier. Au lieu de servir à sublimer 202 mm w.e. de neige/glace, si toute cette énergie avait été utilisée à la fonte, la lame d'eau supplémentaire perdue aurait été de 1710 mm w.e. pour l'année 1996-97. Ce petit calcul rapide illustre de façon nette l'importance extrême de la sublimation sur ce type de glaciers tropicaux. En effet, si pour des raisons variées comme un changement climatique par exemple, la sublimation est bloquée sur le glacier, un surplus d'énergie sera alors disponible pour la fusion, processus d'ablation extrêmement efficace. Ainsi, les conséquences sur le bilan de masse du glacier seront immédiates et importantes.

La Figure 4.5 et le Tableau 4.2 montrent que l'influence de la sublimation sur le bilan de masse et surtout, sur le bilan d'énergie est la plus importante en saison sèche. En effet, au cours de cette saison, la sublimation est maximale et consomme jusqu'à 93% de l'énergie disponible en surface du glacier (saison sèche 1996-97), ne laissant que peu d'énergie pour la fusion.

4.2.2.3. Ablation locale mesurée et calculée

L'ablation à 5150 m est donc un résultat direct de l'équation de bilan énergétique 4.1. Par ailleurs, connaissant l'accumulation c donnée par les pluviomètres situés autour du glacier sur la moraine (section 2.2.1.) et le bilan spécifique local b_n mesuré par des balises, il est possible de déduire l'ablation locale mesurée : $a = b_n - c$. c correspond à une hauteur d'eau mesurée dans les pluviomètres alors que b_n doit être transformé en hauteur d'eau équivalente grâce à des mesures de la densité de la neige/glace. La Figure 4.6 permet de comparer l'ablation mesurée et calculée à l'aide du bilan d'énergie à 5150 m, en valeurs mensuelles. Le Tableau 4.3 fournit une comparaison des valeurs annuelles et saisonnières de ces mêmes quantités, pour les deux cycles hydrologiques étudiés.

Tableau 4.3. Comparaison de l'ablation mesurée et calculée à 5150 m, pour les deux cycles hydrologiques étudiés, et pour les saisons humides et sèches

Variable, en mm w.e.	Cycle 1 1996-97	S. humide N.96-F.97	S. sèche M.97-A.97	Cycle 2 1997-98	S. humide N.97-F.98	S. sèche M.98-A.98
b_n	-36	+327	-165	-4521	-1989	-1722
c	1141	731	41	787	453	67
$a = b_n - c$	-1177	-404	-206	-5308	-2442	-1789
m	-821	-301	-80	-4428	-1912	-1505
s	-202	-27	-117	-129	-8	-81
$a = m + s$	-1023	-328	-197	-4557	-1920	-1586

Les valeurs de c diffèrent légèrement de celles de Wagnon *et al.* [1999] car d'une part, au lieu d'utiliser les valeurs du pluviomètre totalisateur situé à 5080 m sur la moraine pour estimer l'accumulation sur le site de la SMA, nous avons préféré utiliser les mesures du pluviomètre de la Plataforma augmentée de 20% (cf. section 2.1.3.1.) et d'autre part, G a été considéré nul ici. Même remarque pour la Figure 4.6.

La Figure 4.6 et le Tableau 4.2 montrent qu'il existe un bon accord entre l'ablation mesurée sur le site de la SMA à 5150 m et l'ablation calculée avec l'équation du bilan d'énergie. Pour les 29 mois d'étude, la corrélation entre les valeurs mensuelles mesurées et calculées de l'ablation locale est très bonne puisque r^2 s'élève à 0.91. Cette comparaison atteste à nouveau de la fiabilité des résultats de ce bilan d'énergie, aussi bien en ce qui concerne le mode de collecte des données météorologiques utilisées, que l'adaptation de la méthode de calcul de ce bilan.

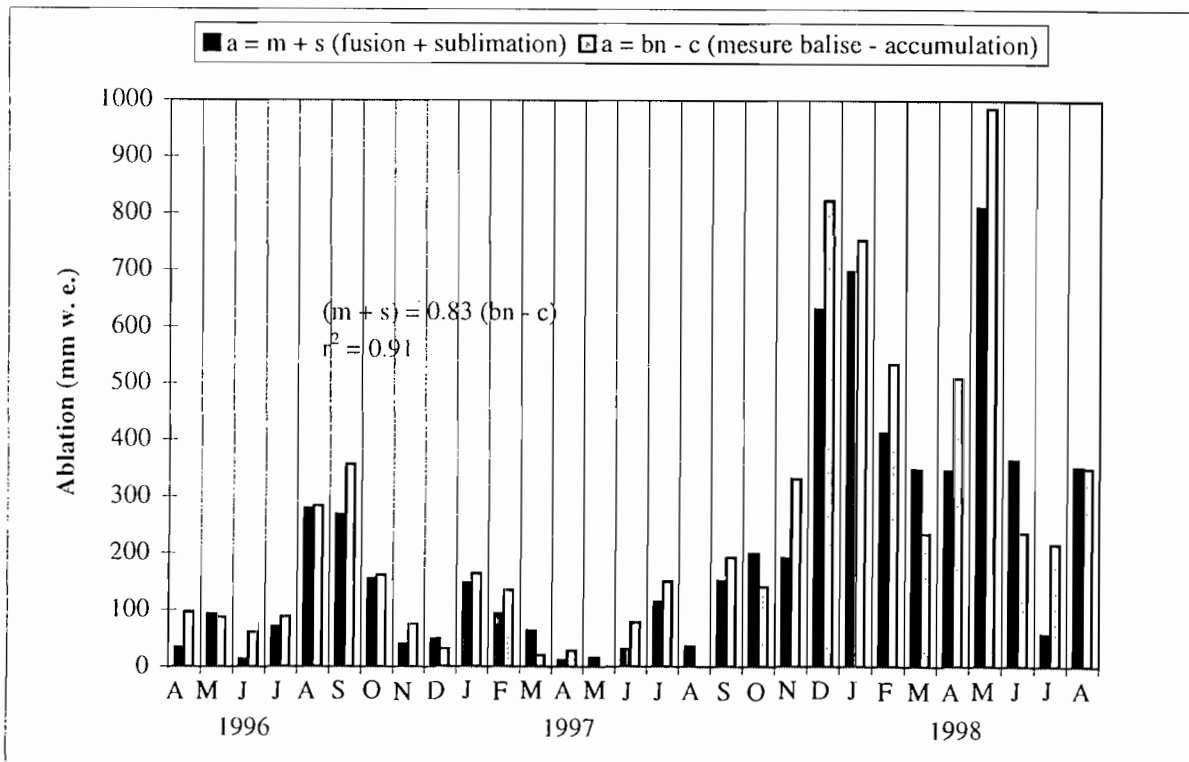


Figure 4.6. Comparaison entre l'ablation à 5150 m calculée à l'aide du bilan d'énergie ($a = m + s$) et mesurée avec les balises et pluviomètres ($a = b_n - c$) (Avril 96 - Août 98)

Les quelques différences observées sont à attribuer aux erreurs dans l'estimation de la densité de la neige/glace (lorsque celle-ci n'avait pas été mesurée directement sur le terrain), et surtout aux valeurs d'accumulation utilisées. En effet, l'accumulation n'a pas été systématiquement mesurée sur le site de la SMA et la valeur d'accumulation retenue pour le glacier est obtenue en analysant les mesures des pluviomètres réalisées sur le bassin versant du Glacier Zongo. Or sur un glacier, la variabilité spatiale de l'accumulation peut parfois être très importante. Par exemple, *Vincent et al.* [1997] ont montré qu'au Dôme du Goûter (Mont Blanc, France), à quelques dizaines de mètres de distance, l'accumulation annuelle pouvait varier de 0.3 m w.e. à 3 m w.e. selon le site. Par conséquent, il est possible que l'accumulation réelle du site de la SMA diffère des mesures des pluviomètres de la moraine, dans des proportions néanmoins moindres de celles relevées sur le Dôme du Goûter car, sur quelques mois, l'accumulation, mesurée sur le site, montrait des différences faibles. Ces erreurs d'estimation de l'accumulation locale sont probablement à l'origine des différences observées entre l'ablation mesurée et calculée. D'ailleurs, ces différences sont plus marquées pendant la saison humide que lors de la saison sèche.

4.2.3. Moyennes journalières des différents termes du bilan

4.2.3.1. Variations temporelles de R, LE, H et G

Les variations temporelles (moyennes journalières et moyenne mobile sur 15 jours) de la radiation nette R et des flux turbulents de chaleur latente et sensible LE et H sont reportées sur la Figure 4.7. R a été représenté par souci de figurer tous les termes du bilan d'énergie mais ses variations temporelles ont déjà été discutées dans le détail en section 2.2.2.3. Aussi, nous ne reviendrons pas sur ce point.

La forte variabilité à l'échelle de quelques jours de la vitesse du vent, de la température de l'air ou de l'humidité spécifique (cf. section 2.2.2.) explique pourquoi les flux turbulents sont si variables d'un jour à l'autre, surtout au cours de la saison sèche. Par exemple, la chute de LE entre le 11 et le 16 août 1997, qui passe de 0 à sa valeur minimale égale à -104 W m^{-2} , est due à un retour à des conditions plus sèches sur le site de la SMA (l'humidité relative journalière passe de 100% le 11 août à 78% le 16, l'humidité spécifique de 4.4 à 3.5 g kg^{-1}). Ou encore, le pic de H entre le 29 avril et le 1 mai 1998, qui augmente de 4 à 64 W m^{-2} , s'explique surtout par des conditions de turbulence plus fortes sur le site de la SMA (la vitesse du vent passe de 1.7 à 3.1 m s^{-1} entre le 29 avril et le 1 mai). D'ailleurs, dans le même temps, LE chute de -9 à -66 W m^{-2} . LE est en fait très dépendant de l'heure à laquelle les masses d'air humides qui remontent par advection depuis les Yungas arrivent sur le glacier. En effet, le matin, dès que le Soleil se lève, l'atmosphère est sèche et LE est élevé en valeur absolue (forte sublimation). Puis, lorsque le régime advectif se met en place (cf. section 2.2.2.1.), du fait des masses d'air humides qui remontent la vallée du Zongo, l'humidité relative augmente sur le site de la SMA et le flux de chaleur latente chute. D'un jour à l'autre, ce régime advectif se met en place plus ou moins tôt dans la journée ou peut même ne pas apparaître du tout certains jours de la saison sèche, ce qui est à l'origine de l'importante variabilité de LE. Exceptionnellement, certains jours très humides caractérisés par des précipitations continues à 5150 m sur le glacier, LE est positif c'est-à-dire qu'il y a condensation de vapeur d'eau sur le site de la SMA. Ces jours exceptionnels se rencontrent surtout en saison humide bien sûr, mais peuvent aussi correspondre à des périodes de rare tempête de neige en saison sèche.

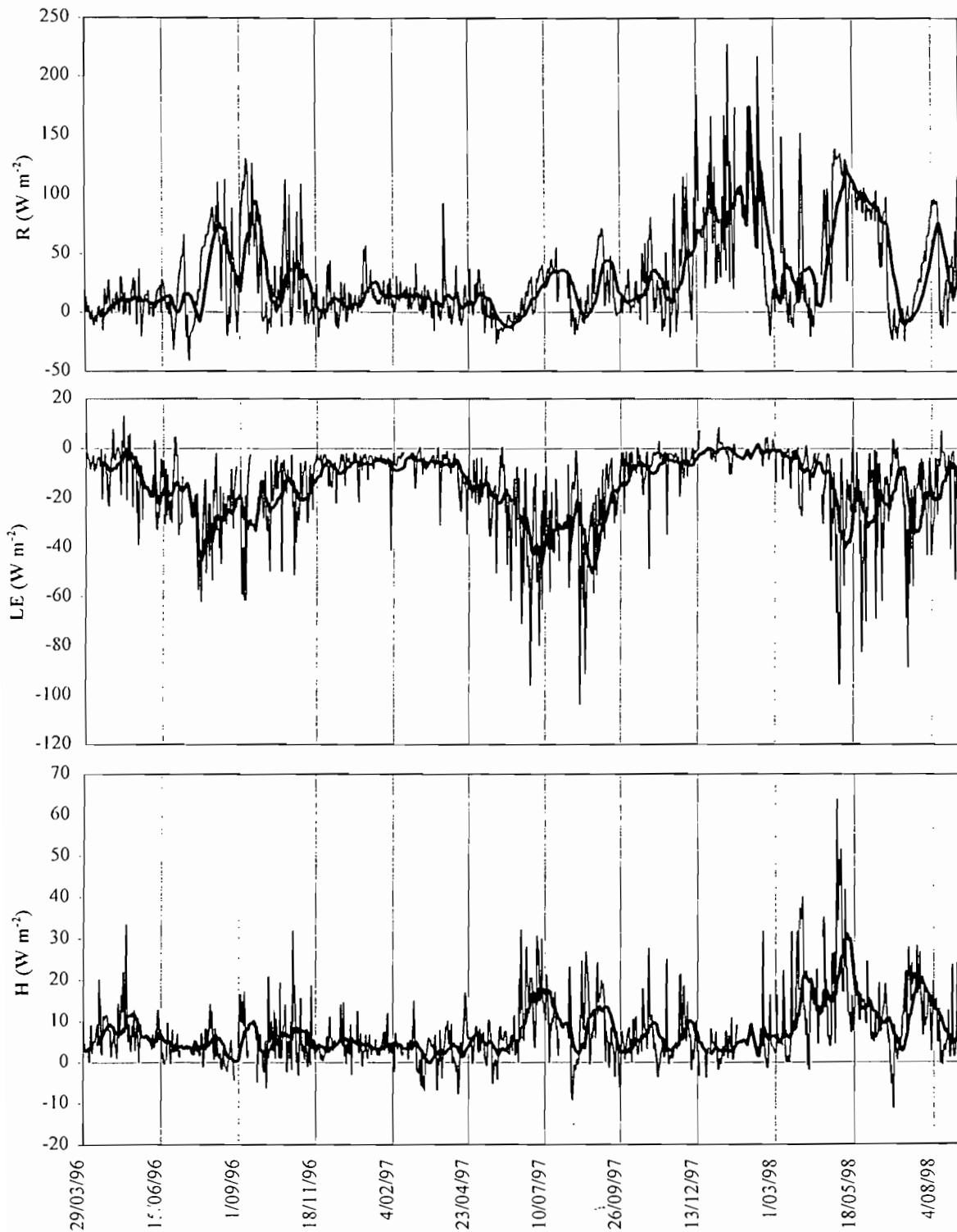


Figure 4.7. Valeurs journalières (trait fin) et moyennes mobiles sur 15 jours (trait épais) des différents termes du bilan d'énergie à 5150 m, R, LE et H (Avril 96 - Août 98)

4.2.3.2. Variations temporelles de ΔQ_M

Les variations temporelles du terme de stockage de la chaleur latente dans la neige/glace sont représentées sur la Figure 4.8. Comme ce terme de fusion ΔQ_M correspond à la somme des flux d'énergie précédents, il est normal qu'il soit très variable d'un jour à l'autre, en relation avec la forte variabilité de l'albédo et des paramètres météorologiques (température et humidité de l'air, vitesse du vent, etc.). Quand ΔQ_M est positif, une certaine quantité de neige/glace fond sur le site de la SMA à 5150 m. Cette quantité est exprimée en hauteur d'eau qui est aussi représentée sur la Figure 4.8. Comme ΔQ_M est parfois négatif, une partie de cette eau liquide produite en surface du glacier est regelée. Ce phénomène de regel est pris en compte dans les moyennes mensuelles de la fusion locale que nous avons discutées en section 4.2.2., car elles correspondent à la somme algébrique des valeurs journalières le plus souvent positives et parfois négatives. Lorsque ΔQ_M reste négatif durant des périodes de plusieurs jours, toute l'eau liquide disparaît et le terme de stockage de la chaleur sensible ΔQ_S devient non nul. C'est le cas de 4 mois que nous avons évoqués dans la section 4.2.2.1.

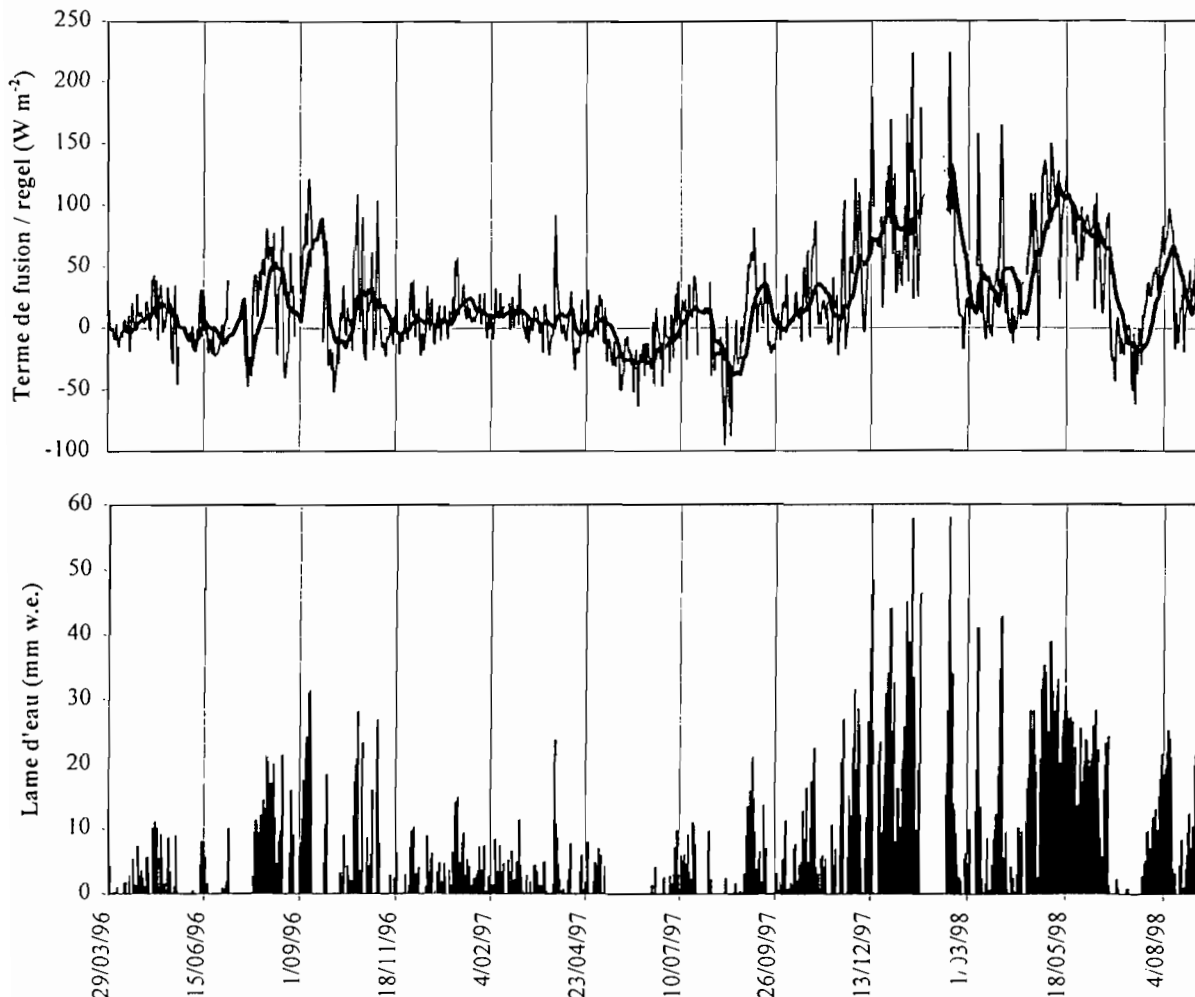


Figure 4.8. Valeurs journalières et moyennes mobiles sur 15 jours du terme de stockage de la chaleur latente dans la neige/glace, ΔQ_M , en quantité d'énergie et en hauteur d'eau fondue à 5150 m (Mars 1996 - Août 1998)

4.2.4. Moyennes demi-horaires des différents termes du bilan

Le cycle moyen journalier est obtenu en faisant la moyenne sur une période définie de toutes les valeurs demi-horaires pour chaque demi-heure de la journée. Cette journée type ainsi constituée pour chaque terme du bilan et pour la température de l'air, l'humidité relative et la vitesse du vent, est représentée pour chaque cycle hydrologique en Figure 4.9 et pour chaque saison en Figures 4.10 (saisons humide et sèche 1996-97) et 4.11 (saisons humide et sèche 1997-98). Dans ces figures, on retrouve les caractéristiques du bilan d'énergie déduites des observations des valeurs mensuelles ou journalières. Toutefois, nous nous attacherons surtout à décrire les particularités des cycles journaliers.

4.2.4.1. Cycle journalier moyen de R

La radiation nette toutes longueurs d'onde est négative la nuit (refroidissement radiatif de la surface par rayonnement infrarouge) et positive la journée. Ce refroidissement radiatif nocturne est plus intense en saison sèche à cause de la nébulosité plus réduite ($LW\downarrow$ plus faible) ce qui se traduit par des valeurs de R plus basses en cette saison (la nuit, $R = LW\downarrow - LW\uparrow$). Durant la journée, bien que la radiation extraterrestre soit plus forte en saison humide (Figure 2.11), la radiation nette est plus faible car d'une part, l'albédo est plus élevé et d'autre part, une grande partie de la radiation solaire incidente est réfléchiée par le couvert nuageux intense. Cette nébulosité forte surtout après 11h du matin est aussi responsable de l'aspect irrégulier de la courbe de R l'après-midi alors que le matin, la courbe est plus régulière et classique d'un ciel assez bien dégagé. L'asymétrie de cette courbe visible sur le cycle annuel et bien nette sur le cycle journalier de la saison sèche est due au fait que le site de la SMA se trouve à l'ombre des sommets avoisinants dès 15h30 en saison sèche.

4.2.4.2. Cycle journalier moyen de LE et H et stabilité de la couche limite de surface

En valeur absolue, les flux turbulents de chaleur latente et sensible présentent un cycle journalier moyen assez comparable, en relation avec l'état de stabilité de la couche limite de surface. La nuit, celle-ci est très stable ($z/L > 1$) et par conséquent, LE et H restent toujours négligeables. En effet, la surface subit un refroidissement radiatif nocturne, sa température chute et la couche d'air en contact avec le glacier est refroidie par sa base, ce qui induit une forte stabilité. En situation de forte stabilité, les échanges verticaux de masse ou d'énergie sont tellement freinés que l'air présente une stratification avec des couches presque indépendantes les unes des autres. Ainsi, les flux turbulents sont négligeables, et l'humidité relative reste toujours proche de 100% quelle que soit la saison.

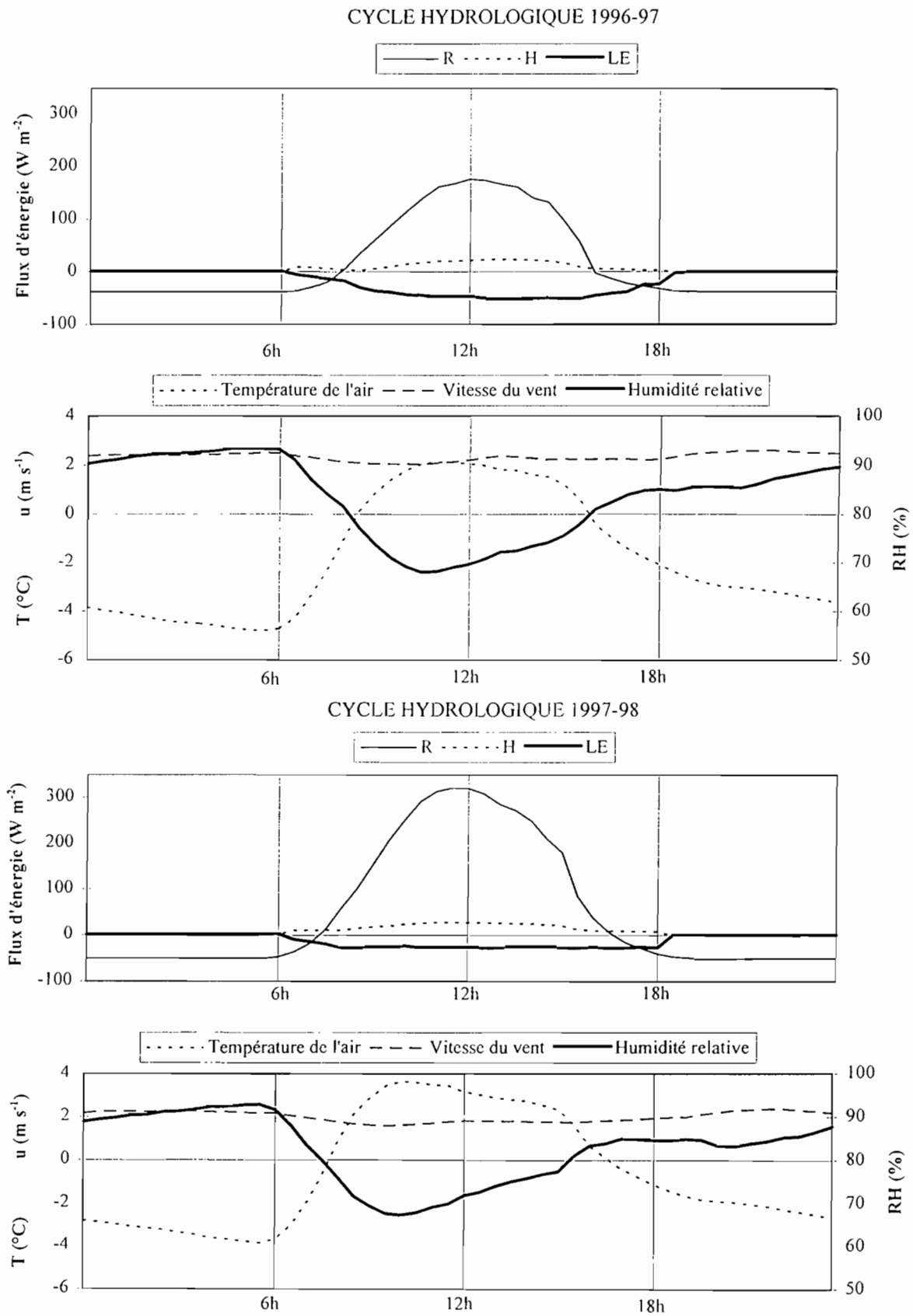
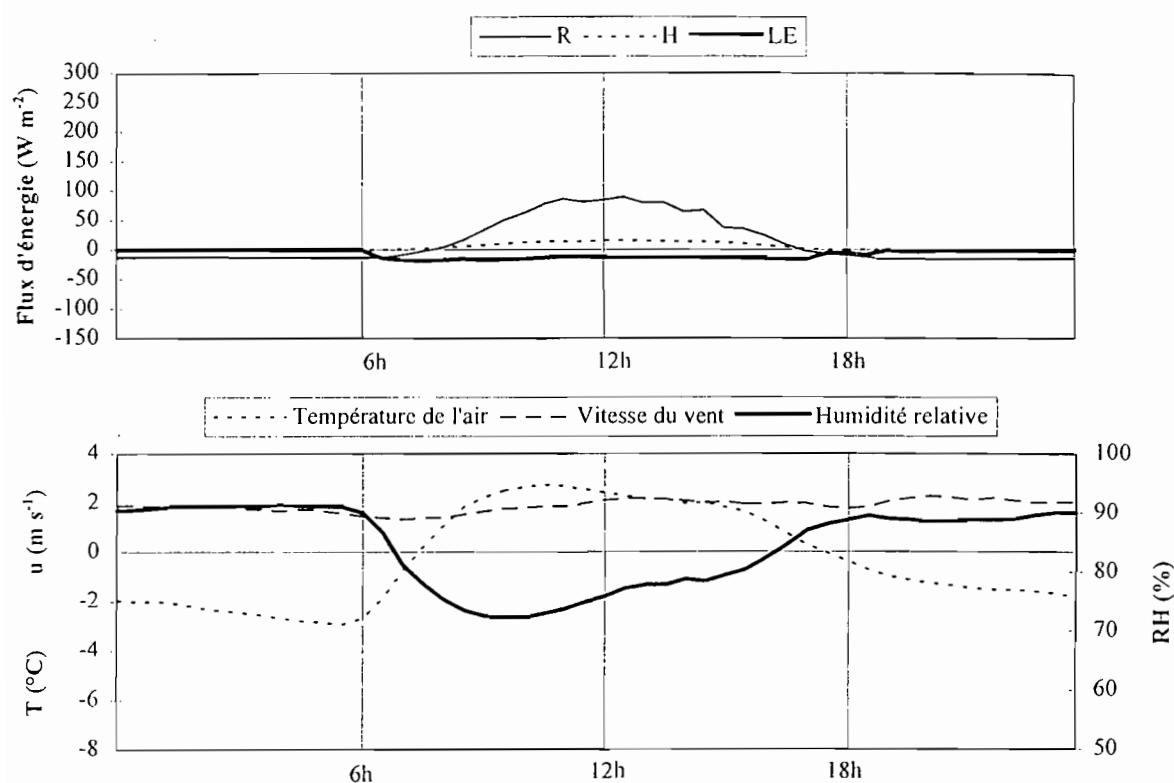


Figure 4.9. Cycle journalier moyen des différents termes du bilan d'énergie, R , LE et H ainsi que de la température de l'air, T , l'humidité relative, RH et la vitesse du vent, u pour les deux cycles hydrologiques 1996-97 (en haut) et 1997-98 (en bas)

SAISON HUMIDE 1996-97 (N. 96 - F. 97)



SAISON SÈCHE 1996-97 (M. 97 - A. 97)

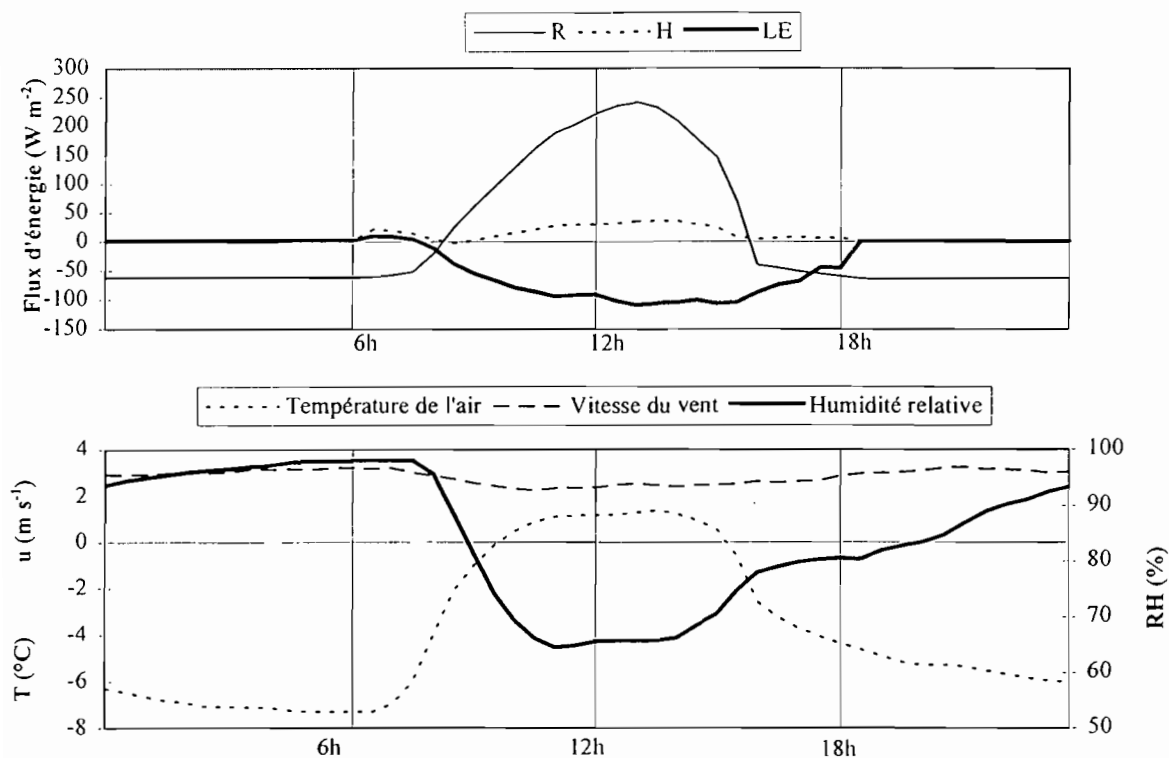
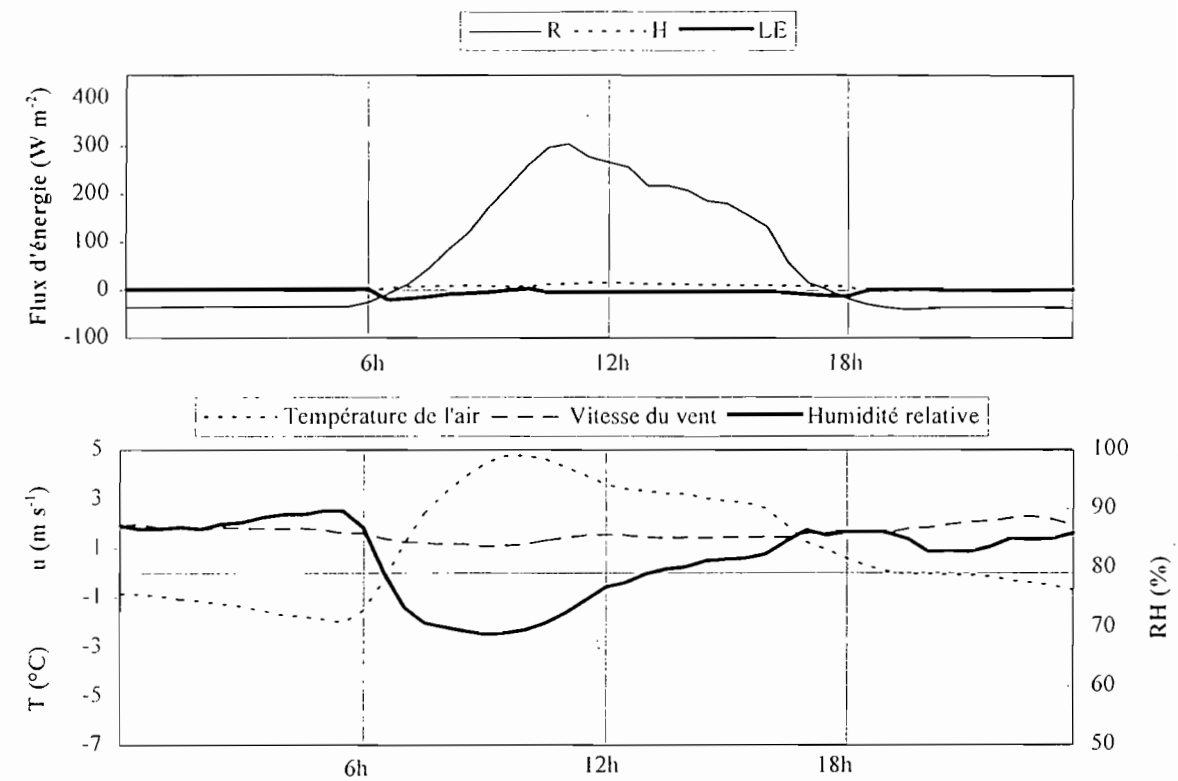


Figure 4.10. Cycle journalier moyen des différents termes du bilan d'énergie, R, LE et H ainsi que de la température de l'air, T, l'humidité relative, RH et la vitesse du vent, u pour les saisons humide (en haut) et sèche (en bas) du cycle hydrologique 1996-97

SAISON HUMIDE 1997-98 (N. 97 - F. 98)



SAISON SÈCHE 1997-98 (M. 98 - A. 98)

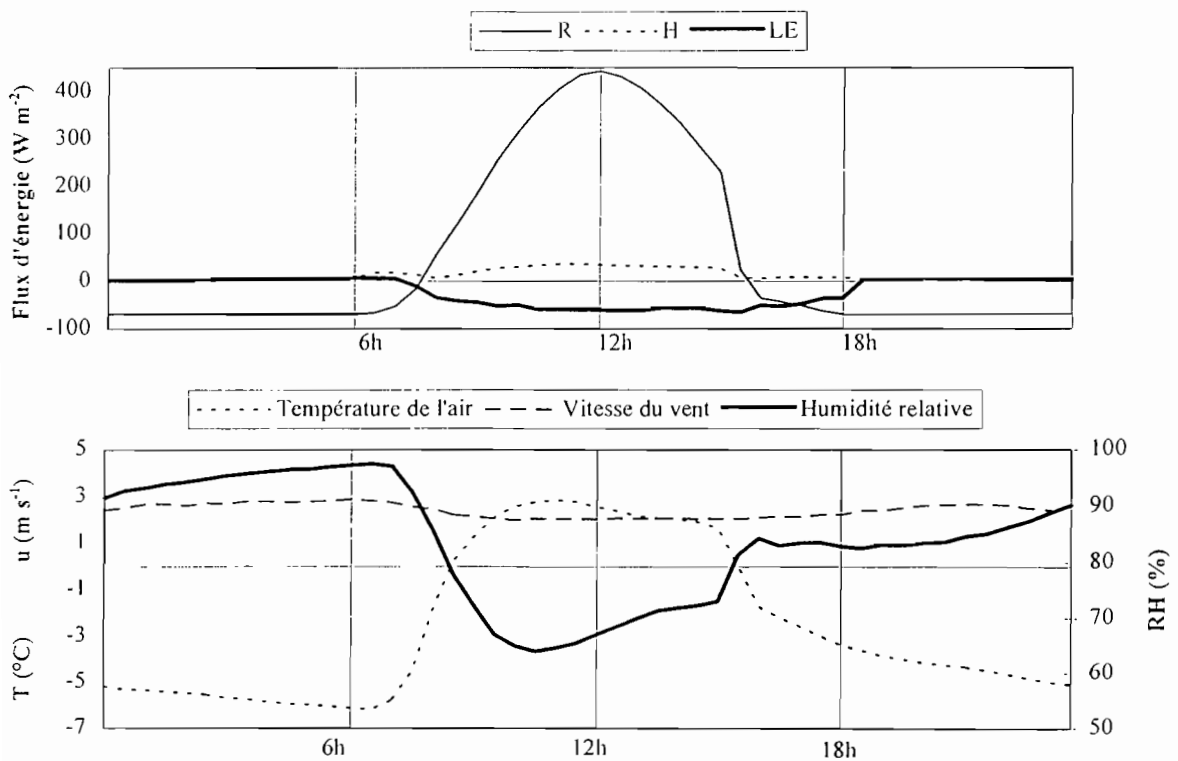


Figure 4.11. Cycle journalier moyen des différents termes du bilan d'énergie, R, LE et H ainsi que de la température de l'air, T, l'humidité relative, RH et la vitesse du vent, u pour les saisons humide (en haut) et sèche (en bas) du cycle hydrologique 1997-98

Quand le Soleil se lève, la surface absorbe une partie de la radiation courtes longueurs d'onde et la situation est bouleversée. Si la température de surface est fortement négative comme cela a été le cas surtout pendant la saison sèche 1996-97, la surface se réchauffe plus vite que l'air et le profil de température devient classique d'une couche limite de surface instable ($z/L < 0$ et $H < 0$) (cf. Figure 3.7). Cette situation ne persiste pas longtemps (entre 7 et 10h du matin en saison sèche 1996-97, moins le reste du temps). En effet, lorsque la surface atteint sa borne supérieure égale à 0°C , l'air continue à se réchauffer et la couche limite de surface se retrouve dans une situation modérément stable ($0 < z/L < 1$) entre 0 et 20-30 cm, la hauteur du maximum de température (cf. section 3.3.3.2.). Au-dessus de cette couche chaude, le profil de température reste caractéristique d'un équilibre instable.

En période de stabilité modérée dans les quelques dizaines de centimètres immédiatement au-dessus de la surface, les échanges turbulents de masse et d'énergie entre la surface et les basses couches de l'atmosphère sont loin d'être négligeables, avec des valeurs positives de H et négatives de LE . Entre les saisons, la grosse différence provient du flux de chaleur latente très fort en valeur absolue en saison sèche. En effet, les cycles journaliers moyens de l'humidité relative et de la température de l'air montrent que l'humidité diurne est plus réduite pendant la saison sèche que le reste de l'année, et que la température y est plus élevée. Or, comme la surface est toujours en condition de fusion ($T_s = 0^{\circ}\text{C}$ et saturation), le gradient vertical d'humidité spécifique entre la surface et le premier niveau de mesure est plus fort ce qui conduit à un flux de chaleur latente plus intense. Toutefois, n'oublions pas le rôle important de la hauteur de rugosité de calage z_0 qui explique une grande partie de la saisonnalité, et de LE , et de H .

En conclusion, sur le site de la SMA à 5150 m, la couche limite de surface reste la quasi-totalité du temps en conditions de stabilité, au moins entre la surface et le maximum de température de la couche chaude. Cette stabilité très forte la nuit explique pourquoi les flux turbulents nocturnes demeurent négligeables. La journée, la stabilité est modérée et les flux sont plus forts. Seul le matin, des situations d'instabilité sont possibles mais rares et jamais durables dans les quelques dizaines de centimètres immédiatement au-dessus de la surface.

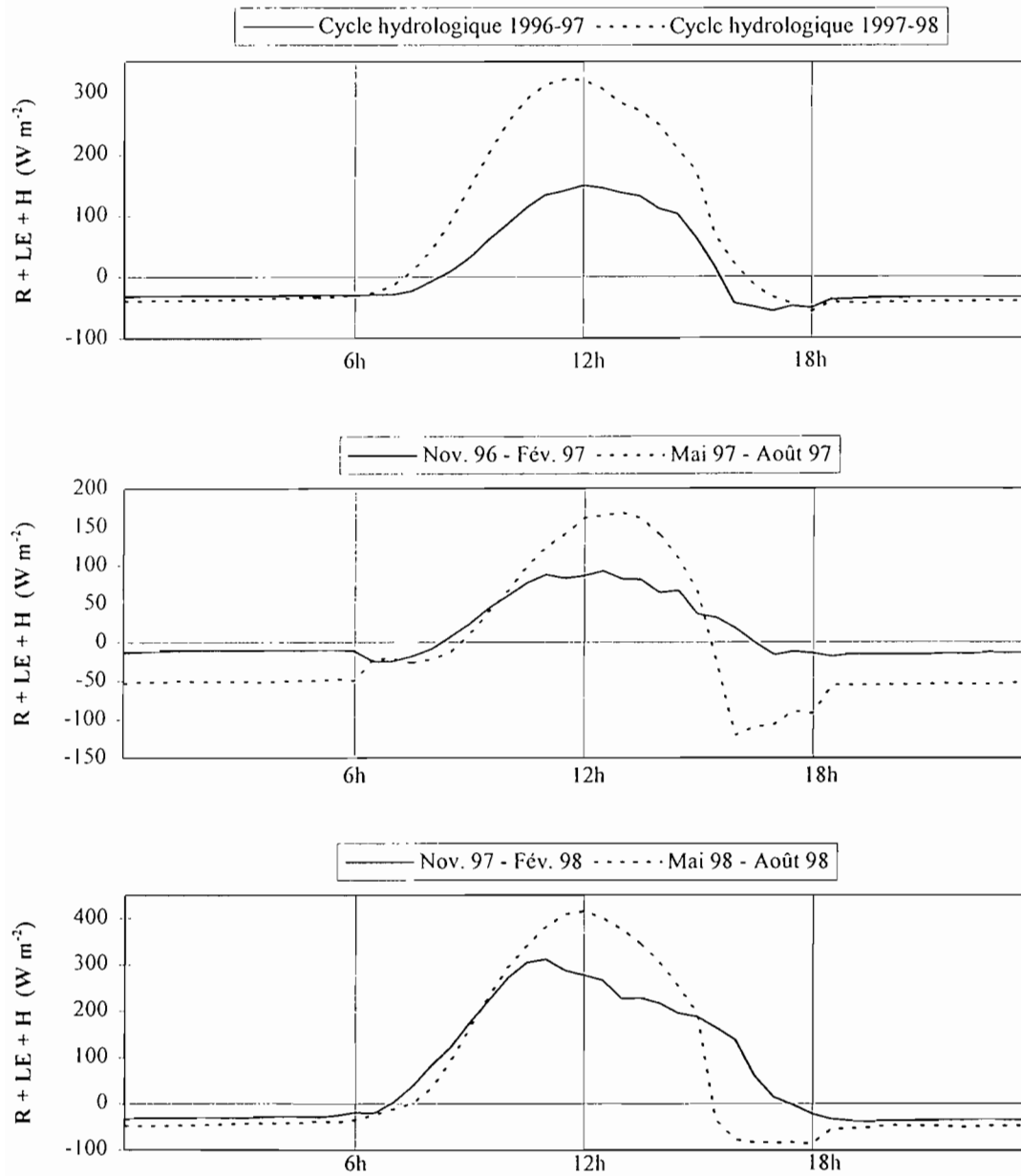


Figure 4.12. Cycle journalier moyen du résultat du bilan d'énergie, $R + LE + H$, correspondant à $\Delta Q_M + \Delta Q_S$, pour chaque cycle hydrologique et pour chaque saison de ces deux cycles

4.2.4.3. Cycle journalier moyen de $\Delta Q_M + \Delta Q_S$

La Figure 4.12 donne le cycle journalier moyen de $(R + LE + H)$ pour chaque cycle hydrologique, et pour chaque saison des deux années étudiées. La forte ressemblance de cette courbe avec celle de R apporte une preuve supplémentaire de l'importance de la radiation nette dans le bilan d'énergie (coefficient de corrélation r^2 de 0.91 pour les 29 mois de mesure, pente 1). Comme R , $(R + LE + H)$ est donc positif le jour et négatif la nuit. Quand le site de la SMA en condition de fusion passe à l'ombre et que le Soleil se couche, $(R + LE + H)$, égal à ΔQ_M , devient assez rapidement négatif ce qui signifie que l'eau en surface du glacier regèle. Lorsque l'eau disponible a regelé ou disparu par percolation ou ruissellement, ΔQ_M devient nul et le puits d'énergie restant correspond donc au terme de stockage de la chaleur sensible dans la neige/glace ΔQ_S . Comme nous n'avons pu mesurer précisément ni la quantité d'eau disponible en surface du glacier, ni des profils assez détaillés de l'évolution de la température de la neige/glace, nous n'avons pu séparer demi-heure après demi-heure ΔQ_M de ΔQ_S . Il est important de garder à l'esprit que la nuit, dès qu'il n'y a plus d'eau liquide disponible, ΔQ_S remplace ΔQ_M et la température de la neige/glace diminue. Le matin, quand la courbe repasse dans les valeurs positives, il s'agit encore de ΔQ_S jusqu'à ce que la température de surface atteigne 0°C . À ce stade, ΔQ_M reprend le relais et la neige/glace fond. Ce raisonnement qualitatif montre que la précision atteinte dans cette étude de bilan d'énergie ne permet pas de chiffrer les quantités d'eau fondues ou regelées à l'échelle de la demi-heure, puisque des données manquent et que la précision du bilan n'est pas suffisante. Par contre, à l'échelle de 24h, ΔQ_S étant nul du fait d'un retour du manteau neigeux ou de la glace à des conditions isothermes en fin de matinée (cf. section 3.6.1.), la somme $(R + LE + H)$ ne correspond plus qu'au terme de stockage de la chaleur latente dans la neige/glace c'est-à-dire à la fusion proprement dite (somme algébrique des quantités fondues et regelées).

4.3. Applications hydrologique et glaciologique

Les échanges énergétiques à l'interface glacier - atmosphère présentent une évolution temporelle qui se traduit directement en terme de fonte superficielle donc de bilan de masse. Ainsi, le bilan d'énergie constitue le lien physique entre les variables météorologiques et la masse du glacier. Par conséquent, cet outil aide à la compréhension du fonctionnement physique du glacier, aussi bien sur le plan hydrologique pour connaître les quantités d'eau relâchées par celui-ci, que sur le plan glaciologique pour estimer les variations des volumes et masses glaciaires en fonction du temps.

4.3.1. Saisonnalité du régime hydrologique de l'émissaire

Cette section a fait l'objet d'une publication actuellement sous presse dans la revue *Global and Planetary Change*. Cet article figure après une brève introduction qui vise à poser de nouveau le problème. Une conclusion permettra de synthétiser les résultats obtenus.

4.3.1.1. Introduction : comment expliquer la forte saisonnalité des débits de l'émissaire ?

À la latitude du Glacier Zongo (16°S), il convient d'abandonner les termes d'été et d'hiver et de parler simplement de saison sèche et de saison humide (cf. sections 1.2.1. et 2.2.2.1.). Cette distinction est importante car elle sous-entend que le cycle annuel est seulement rythmé par les précipitations (85% des précipitations tombent en saison humide ; cf. section 2.2.1.2.), et non pas par la température de l'air ou la radiation solaire. En effet, le bilan radiatif courtes longueurs d'onde ne présente aucun rythme saisonnier et l'amplitude annuelle de la température de l'air n'excède pas 9°C, lorsque l'on considère les moyennes journalières (Figures 2.6 et 2.11). Aussi, les corrélations simples entre radiation nette et débit du torrent émissaire, ou température de l'air et débit sont très mauvaises en valeurs journalières ($r^2 = 0.21$ et 0.26 respectivement pour 950 jours de mesures). De plus, comme le glacier ne reçoit que de la neige, précipitations et débit sont anticorrélés (cf. section 2.3.1.2.). Dans ces conditions, comment expliquer que le débit du torrent émissaire de ce glacier soit environ 4 fois plus faible pendant la saison sèche que lors de la saison humide (cf. section 2.3.1.1.) ? C'est ce que le bilan d'énergie va pouvoir nous enseigner.

4.3.1.2. Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. *Global Planet. Change*, Sous presse

**ENERGY BALANCE AND RUNOFF SEASONALITY
OF A BOLIVIAN GLACIER**

Patrick WAGNON, LGGE, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères Cedex, FRANCE

Pierre RIBSTEIN, IRD, LGA, 4 Place Jussieu, 75252 PARIS Cedex 05, FRANCE

Georg KASER, Institut für Geographie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, AUSTRIA

Philippe BERTON, IRD, CP 9214, La Paz, BOLIVIA

ABSTRACT

The runoff of Zongo Glacier (Bolivia, 16°S) shows an appreciable seasonal variability, with low discharges in the dry season (May to August) and high values in the humid season (October to March). Incoming radiation, temperature and precipitation are poorly correlated to discharges and cannot explain the hydrological seasonality and the glacier's response to climate variability in the Tropical Andes. Since 1996, energy balance measurements have been carried out in the vicinity of the mean equilibrium line (5150 m a.s.l.) on Zongo Glacier (2.1 km²), Bolivia. Comparisons are performed with proglacial stream discharges recorded at the main hydrometric station. Each component of the energy balance (net radiation, turbulent heat fluxes, heat transfer into the ice and heat supplied by precipitation) is derived separately from the measurements and the variability throughout the year is evaluated. Radiation and turbulent fluxes dominate the surface energy balance. Sensible heat flux is small and does not show a significant seasonal change. Latent heat flux is highly variable with low values during the accumulation season and high values during the dry period. This high sublimation loss during the dry season causes well-developed penitents at the glacier surface. In conclusion, incoming energy throughout the year is constant, with no large variations, and humidity controls the balance of this energy between sublimation and melting. During the accumulation season, sublimation is reduced because of low gradient of vapour pressure and energy supplied by radiation is directly consumed by melting, explaining why discharge is high. During the dry period, a large part of the energy supplied by radiation is used to sublimate snow or ice and therefore, energy available for melting is low, which leads to low melt rates. Due to the important role of humidity, tropical glaciers are likely to be the climatic indicators the most sensitive to climatic changes like the greenhouse effect.

Key words : Bolivian glaciers, melting, sublimation.

INTRODUCTION

The aim of this paper is to understand the seasonal variations of the runoff of a tropical glacier and its crucial forcing terms of the energy budget. The glaciers of the high mountains of the tropics cover a total area estimated at about $2.5 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ which corresponds to 0.16 % of the total ice cover of the world (WGMS, 1989). Negligible in area (if all these glaciers melted tomorrow, the sea level would not even rise more than one single cm!), they are still known to be very sensitive components of the environment and do deserve attention in the context of both global change (Kaser *et al.*, 1996) and local and regional water supply. Knowledge about the impact of single energy budget components on glacier melt and runoff are poorly known from low latitude glaciers. Some studies about radiation budget have been conducted on Lewis glacier, Mount Kenya (Hastenrath and Patnaik, 1980; Hastenrath and Kruss, 1988), and on Quelccaya ice cap, Peruvian Andes (Hastenrath, 1978) but no simultaneous energy balance and runoff measurements have yet been processed for these latitudes. Therefore, a detailed microclimatological-hydrological experiment has been carried out on Zongo Glacier, Bolivia, since March 1996, in order to determine single energy fluxes at the glacier surface, and to understand the consequent runoff response. The local surface energy balance is dependent on cloudiness and surface albedo (which influence the radiation balance), on the local wind field, air temperature and humidity (which determine the turbulent fluxes), and on surface and snowpack temperatures (which provide the total upward energy inside the snow/ice). Results of two selected 9-day periods representative of the dry and wet seasons are presented here in order to analyse the differences of glacier metabolism between these two seasons.

LOCATION AND INSTRUMENTATION

Zongo Glacier is located in the Cordillera Real, Bolivia ($16^{\circ}15'S$, $68^{\circ}10'W$), approximately 30 km north of La Paz, and forms part of the Huayna Potosi Massif. This glacier extends down from 6000 m a.s.l. to 4900 m a.s.l. and covers 77 % of a south-east facing hydrological catchment (3 km^2) (Figure 1). Since March 1996, an automatic Campbell energy budget station has been located on the glacier close to the mean equilibrium line, at 5150 m a.s.l. Ventilated dry and wet bulb temperatures and wind speed are recorded at two levels above the surface. In addition, wind direction, incident short-wave radiation, reflected short-wave radiation, net all-wave radiation, and temperatures at various depths inside the snow/ice are recorded as half-hourly means over 15 second time steps. Dry and wet bulb temperatures are obtained from psychrometers equipped with Cu-Cst thermocouples and ventilated permanently by a motor whose energy supply comes from a truck battery (12V/100Ah), loaded by a 43 W solar panel. To prevent measurement errors due to radiation, these psychrometers are shielded with 2 white interlocked cylinders of 8 and 12 cm diameters, topped by a white 30 cm diameter disk. Campbell Met One and Young anemometers provide wind speed and direction. A Q-6 Campbell net radiometer ($0.25 < \lambda < 60 \mu\text{m}$) gives the net all-wave radiation with an accuracy depending on the horizontality of the sensor (from $\pm 3 \%$ while we were on the field site to $\pm 10 \%$ the rest of the time). Additionally, incident and reflected short-wave radiation are recorded by SP1100 and Li-Cor pyranometers ($0.35 < \lambda < 1.1 \mu\text{m}$; accuracy $\pm 3 \%$). Snow/ice temperatures are given by Cu-Cst thermocouples. During four selected 9-day periods, additional measurements and observations (for example surface temperature, sublimation with snow-lysimeters,

ablation, cloudiness, surface conditions, weather type, wind regime) were made in order to calculate the single heat fluxes as precisely as possible. During these periods, more detailed vertical profiles of ventilated air temperature (Cu-Cst thermocouples) were also available, from a second Campbell datalogger recording mean data every 5 minutes. These field measurements were made during both the dry and the wet seasons.

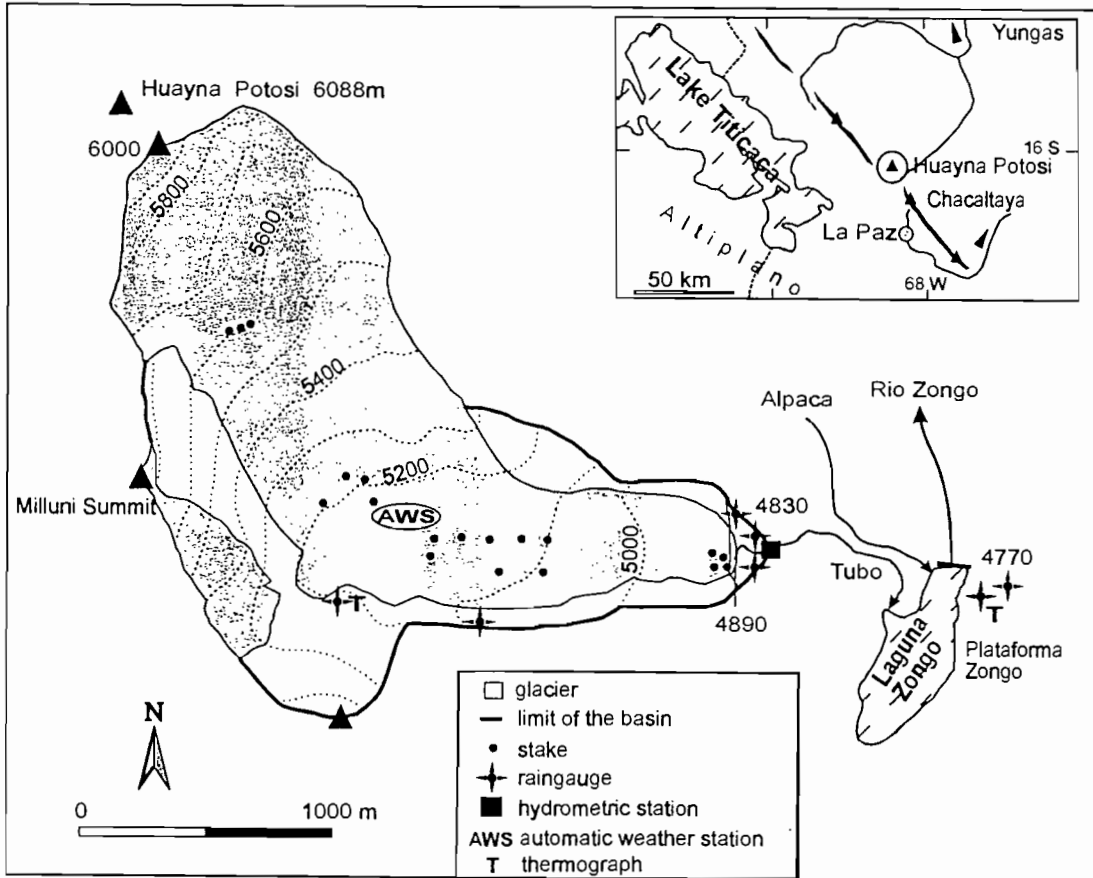


Fig. 1 : A simplified map of Zongo Glacier (2.1 km²) showing location of monitoring equipment.

CLIMATIC CONDITIONS

Zongo Glacier belongs to the outer tropics, with a single wet season (October-March) and a pronounced dry season (May-August) (Francou *et al.*, 1995; Ribstein *et al.*, 1995) (Figure 2). The diurnal and annual ranges of temperature are almost equal, with an annual temperature amplitude not exceeding 8 °C (Figure 3) (Kaser *et al.*, 1996). Ablation occurs throughout the year, with high melt rates concomitant to the accumulation season, and low melt rates during the dry period, as shown by the hydrograph of the proglacial stream (Figure 3). The annual amplitude of temperature is too low to explain the large seasonality of melting, with discharges about 5 times higher during the wet than the dry season. The variance of the simple correlation between daily discharge and air temperature, calculated between October 93 and August 96 is only 0.26 for 950 days. It is even worse when considering the simple correlation between daily discharge and daily net radiation, measured at the experiment site (Figure 4) : $r^2 = 0.21$, $n = 950$ days. Looking at monthly means, the simple correlation between discharge and air temperature is of course slightly better ($r^2 = 0.45$, $n = 35$ months), although it is worse

for net radiation. Neither air temperature nor net radiation are the crucial forcing terms of the runoff seasonality. Moreover, as the 0 °C isothermal is located around 5000 m a.s.l. on this glacier and does not vary much in altitude throughout the year, precipitation is always snow on the entire glacier. For this reason, precipitation does not influence directly the discharge of the proglacial stream as confirmed by the poor simple correlation between monthly precipitation and discharge ($r^2 = 0.19$ over 60 months).

This observation leads to the conclusion that Bolivian glaciers are subject to conditions drastically different from temperate or polar glaciers, and so show a specific metabolism responsible for this high seasonality of melting, although net radiation or air temperature do not vary a lot. Therefore, a precise energy balance investigation is necessary.

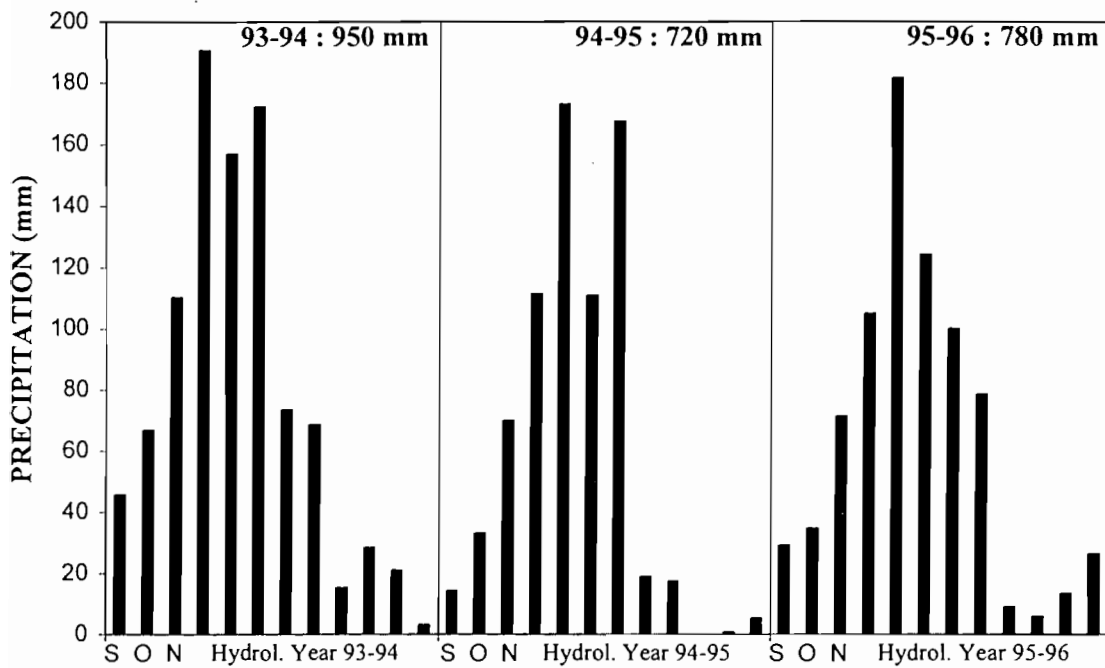


Fig. 2 : Monthly precipitation recorded at 4770 m a.s.l., 130 m below the glacier tongue, in the axis of the glacier valley (Sept. 93 - Aug. 96).

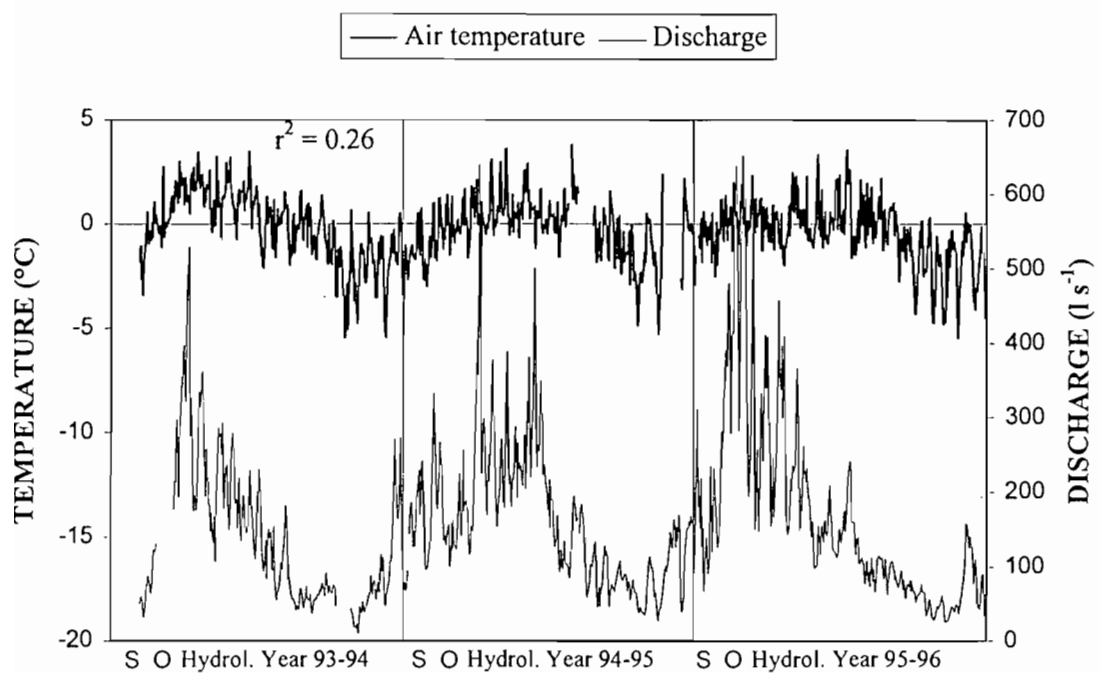


Fig. 3 : Daily air temperature recorded by the automatic energy budget station at 5150 m a.s.l. and the daily discharge of the proglacial stream recorded at the limnimetric station at 4830 m a.s.l. (Sept 93 - Aug. 96).

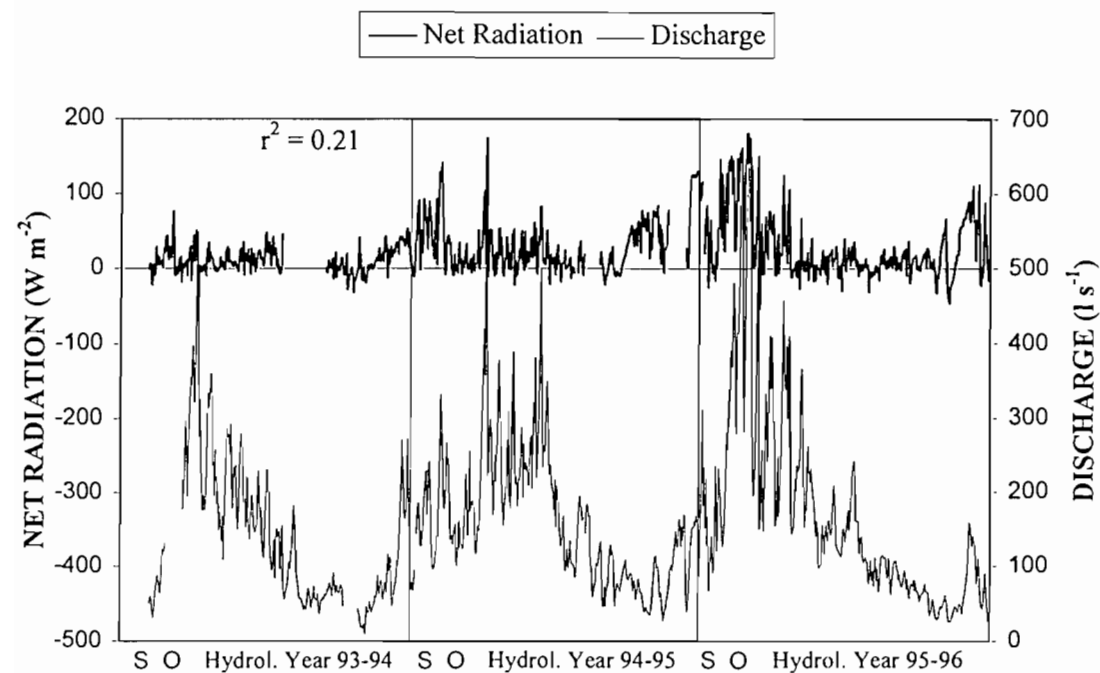


Fig. 4 : Net radiation recorded by the automatic energy budget station at 5150 m a.s.l. and the daily discharge of the proglacial stream recorded at the limnimetric station at 4830 m a.s.l. (Sept 93 - Aug. 96).

ENERGY BALANCE STUDY

An energy balance study for the period from March 96 to March 97 is presented, with focus on selected 9-day periods typical of the dry or wet seasons. The surface energy balance of a melting glacier is given by :

$$R_n + H + LE + Q_G + Q_P = Q_M \quad (1)$$

where R_n is the net radiation, H is the sensible heat flux, LE is the latent heat flux, Q_G is the heat transfer into the snow/ice, Q_P is the heat supplied by precipitation and Q_M is the energy available for melt. Energy fluxes directed towards the surface are defined as positive and those from the surface negative. Since precipitation is always snow in the vicinity of the equilibrium line and since snowfall intensities are usually weak, Q_P remains insignificant and negligible as compared to the other terms of this equation (1).

Net Radiation

The net all-wave radiation was measured directly on the field site by the automatic weather station.

Turbulent heat fluxes

The turbulent heat fluxes were estimated with the profile method (Monin-Obukhov theory), using vertical gradients of mean wind speed u , mean temperature T and mean specific humidity q (Brutsaert, 1982).

$$\text{- Sensible heat flux :} \quad H = \rho C_p u^* \theta^* \quad (2)$$

$$\text{- Latent heat flux :} \quad LE = \rho L_s u^* q^* \quad (3)$$

with

$$\begin{aligned} u^* &= k (u_2 - u_1) [\ln(z_2/z_1) - \Psi_m(z_2/L) + \Psi_m(z_1/L)] J^I \\ \theta^* &= k (\theta_2 - \theta_1) [\ln(z_2/z_1) - \Psi_h(z_2/L) + \Psi_h(z_1/L)] J^I \\ q^* &= k (q_2 - q_1) [\ln(z_2/z_1) - \Psi_v(z_2/L) + \Psi_v(z_1/L)] J^I \end{aligned} \quad (4)$$

The stability criterion used is the Obukhov length L :

$$L = \frac{u^{*2}}{k(g/T)(\theta^* + 0.61q^*T)} \quad (5)$$

u , θ and q are the wind speed, the potential temperature and the specific humidity of the air, the subscripts 1 and 2 refer to two different levels z_1 and z_2 (30 and 180 cm, depending on the snow height). k is the Von Karman constant ($k = 0.4$), g is the acceleration due to gravity, C_p specific heat for air and L_s , latent heat of sublimation of ice ($L_s = 2.834 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$).

The Ψ functions Ψ_m for mass, Ψ_h for heat and Ψ_v for water vapour depend on the stability of the surface layer :

- Unstable conditions ($z/L < 0$) :

$$\Psi_m = 2 \ln \left[\frac{1+x}{2} \right] + \ln \left[\frac{1+x^2}{2} \right] - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad (6a)$$

$$\Psi_h = \Psi_v = 2 \ln \left[\frac{1+x^2}{2} \right] \quad (6b)$$

with $x = (1-16 z/L)^{1/4}$

- Stable conditions ($0 < z/L < 1$) : $\Psi_m = \Psi_h = \Psi_v = -5 z/L \quad (7)$

- Very stable conditions ($z/L > 1$) : $\Psi_m = \Psi_h = \Psi_v = -5 [\ln(z/L) + 1] \quad (8)$

The calculations were performed iteratively between our 2 measurement levels z_1 and z_2 .

In the Monin-Obukhov theory, the fluxes of momentum, sensible and latent heats are supposed to be constant with height. Nevertheless, over a melting snow surface, De la Casinière [1974], Halberstam and Schieldge [1981] and Meesters *et al.* [1997] have observed temperature profile anomalies probably due to the radiative heating of the air above the snow surface, leading to fluxes variable with height. On Zongo glacier, a similar situation is observed : during the day, a highly stable sublayer formed near the surface, with a persistent warm layer around 20-30 cm, whereas at night, profiles agreed more with classical log-linear forms found in stable air (Figure 5). Therefore, at night, turbulent fluxes were estimated using the profile method described above, but during the day, as soon as the warm layer appeared, the fluxes were estimated using the profile method between the surface and the first measurement level z_1 ($z_1 = 30$ cm, depending on the snow height), which consists in applying the bulk method with stability correction. During the day, snow was melting at the field site and then, the surface temperature was assumed to be 0 °C, and the vapour pressure was supposed to be the saturation vapour pressure (6.1 hPa). Roughness lengths (z_{0m} for momentum, z_{0T} for temperature and z_{0h} for humidity) were all chosen equal to each other and were estimated iteratively in order to have the best agreement between calculated latent heat flux and sublimation as measured by lysimeters on the field site. During the dry season, while penitents developed at the snow surface, the roughness length was very high and reached $3 \cdot 10^{-2}$ m and it remained high during the wet season ($4 \cdot 10^{-3}$ m) (Wagnon *et al.*, submitted).

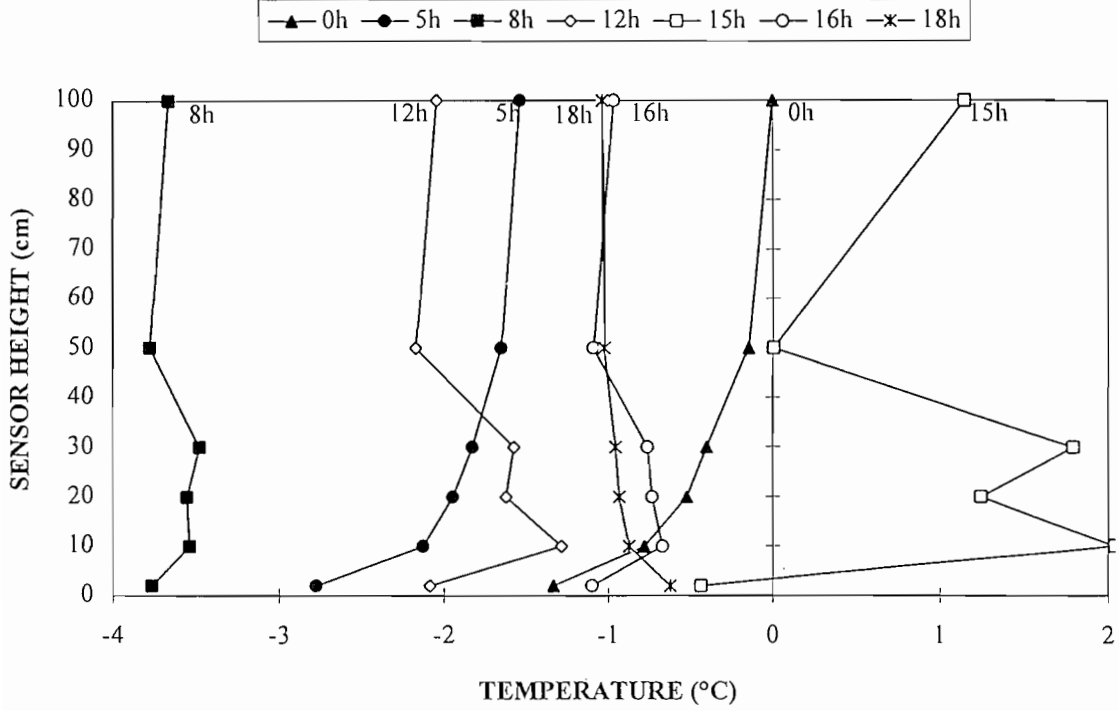


Fig. 5 : Evolution of the vertical profiles of ventilated air temperature on March 3rd, 1997 above the snow surface between 0 a.m. and 6 p.m. At night, profiles show a classical log-linear form, but during the day, a warm layer develops around 20-30 cm above the surface.

Heat transfer into the snow/ice

The heat flux into the snow/ice was estimated from temperature-depth profiles of 7 Cu-Cst thermocouples down to a depth of 2.7 m, depending on the snow height. This heat flux is given by :

$$Q_G = -K \frac{\partial T}{\partial z} \quad (9)$$

where K is the thermal conductivity of snow/ice : $K = 2.2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for pure ice and $0.4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for old snow (Oke, 1987).

RESULTS AND DISCUSSION

Half-hourly values of the first 4 terms of equation (1) are presented in figures 6 and 7, for two 9-day periods : July 23-31 and October, 14-22, 1996, respectively. The two selected periods are representative of the dry and wet seasons as shown by table 1. The algebraic sum of these 4 terms corresponds to the total heat flux passing the surface. If this sum is positive, the total heat flux is used first to increase the snowpack temperature up to the melting point and then, to melt snow/ice. If it is negative like at night, the water at the surface starts to re-freeze and as soon as the snowpack is dry, its temperature drops. Mean values over the two 9-day periods of these four components of the energy balance are presented in table 2.

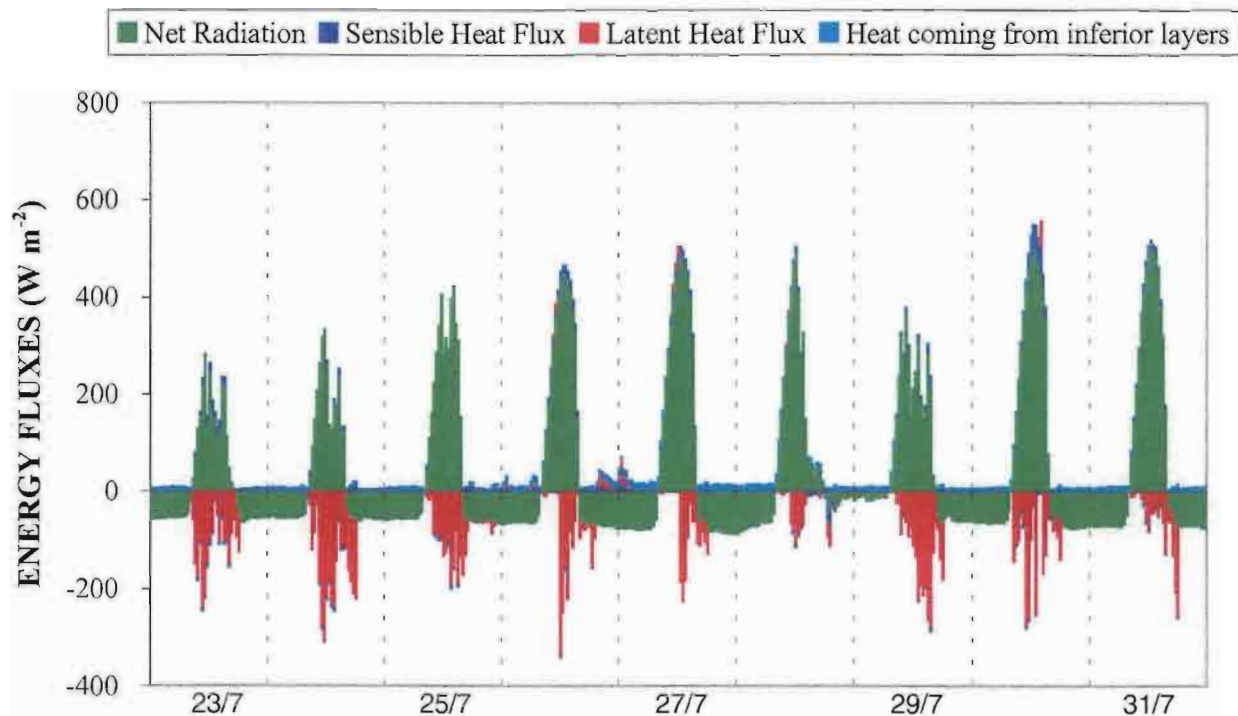


Fig. 6 : Half-hourly values of the different terms of the energy balance (R_n , H , LE , Q_G) during a selected 9-day period of the dry season (July 23-31, 1996). During the dry season, net radiation is the main energy source at the glacier surface but is almost totally consumed by the strong sublimation.

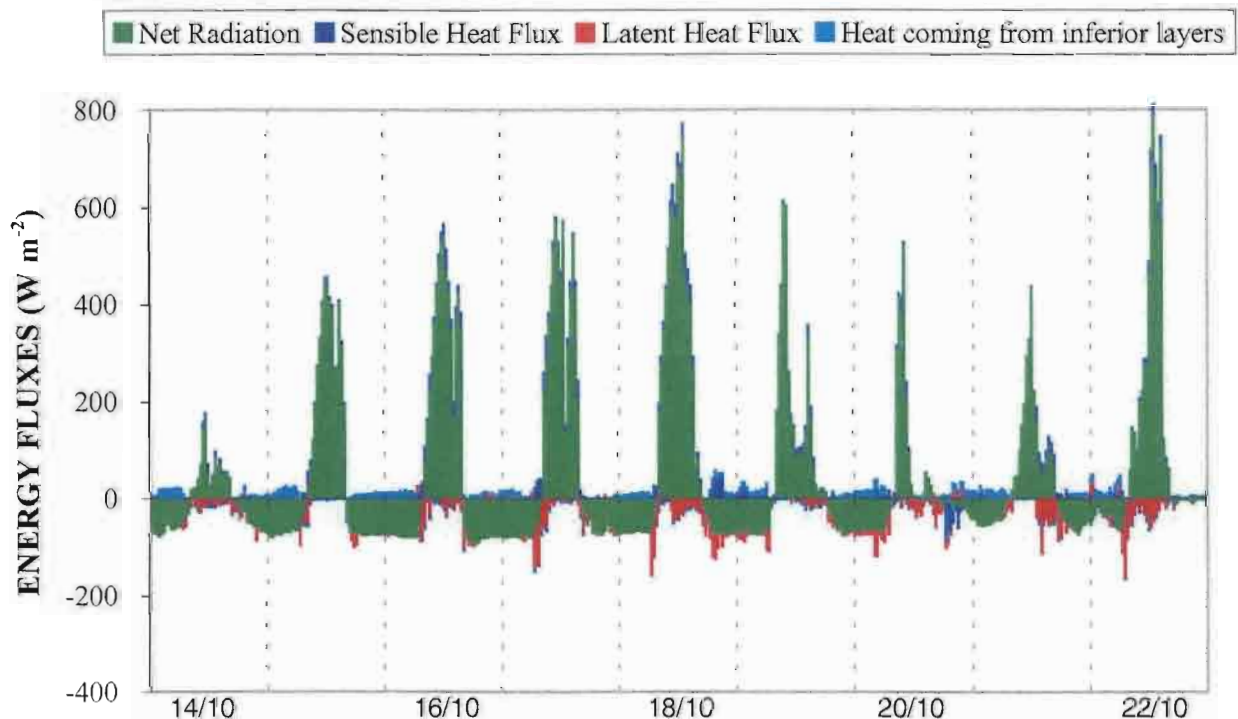


Fig. 7 : Half-hourly values of the different terms of the energy balance (R_n , H , LE , Q_G) during a selected 9-day period of the wet season (October 14-22, 1996). During the wet season, net radiation has not changed much in average and remains the main contribution to the energy balance at the glacier surface. Nevertheless, the latent heat flux is very low, leaving a large amount of energy available for melting.

Table 1 : Comparison of various climatological and hydrological data of the two selected 9-day periods and the respective data of the dry and wet seasons. The two selected periods are well representative of each season.

Mean values	Jul. 23-31, 1996	DRY SEASON May-Aug.	Oct. 14-22, 1996	WET SEASON Oct.-Mar.
Temperature ($^{\circ}\text{C}$)	-4.3	-3.1*	-0.1	-0.3*
Net rad. (W m^{-2})	49	20**	54	24**
Prec. (mm d^{-1})	0	0.5***	1	3.7***
Discharge (mm d^{-1})	1.3	2.0***	6.7	6.1***

* : mean values calculated from records of the last hydrological year, 96-97.

** : mean values calculated from records of 3 hydrological years, 93-94, 94-95 and 95-96.

*** : mean values calculated from records of 5 hydrological years, 91-92, 92-93, 93-94, 94-95, and 95-96.

Table 2 : Mean values of each component of the energy balance over the two selected 9-day periods, July 23-31, 1996 and October 14-22, 1996.

Mean values	JUL. 23-31, 1996	OCT. 14-22, 1996
R_n (W m^{-2})	49.0	53.8
H (W m^{-2})	3.6	5.6
LE (W m^{-2})	-34.6	-10.9
Q_G (W m^{-2})	4.6	3.8
Specific discharge (mm d^{-1})	1.3	6.7
Sublimation (mm d^{-1})	1.1	0.3

Net radiation is the main source of energy at the glacier surface, and as already shown in figure 4, does not vary significantly throughout the year. Heat transfer into the snow/ice remains quite small throughout the year but slightly higher during the dry season when surface temperature may drop down to -10°C at night. Sensible heat flux remains small and positive during the year. On the other hand, the contribution of latent heat flux to the energy balance is very variable. During the dry season (Figure 6), sublimation rates are high with mean monthly values of 1.1 mm d^{-1} , although during the wet season (Figure 7), sublimation drops to rates of 0.3 mm d^{-1} or even less. Due to high sublimation at the glacier surface and the absence of precipitation, penitents can grow at the glacier surface and may reach a few tens of centimetres at the end of the dry season. This high seasonality of latent heat flux is responsible for the high seasonality of melting reflected by the hydrological regimes of the proglacial stream. During the dry season, almost all the energy available from net radiation and sensible heat flux is consumed by sublimation. The rest of energy available is used to make the snowpack temperature change from time to time during the day, and the snow surface remains dry. Therefore, melting conditions are not encountered in the vicinity of the equilibrium line; they might occur lower in altitude but in any event, melting is limited and the discharge of the proglacial stream remains very low. During the wet season, the same amount of energy as net radiation is still available at the glacier surface but at this time, is only partly consumed by sublimation. Most is available to create melting conditions at the beginning of the wet season, and then to melt snow/ice. Hence, at this period, due to high air

humidity in the surface layer, a larger area of the glacier remains in melting conditions for several months, providing a significant supply in water for the proglacial stream, which leads to high discharges.

CONCLUSION

Energy balance investigations are necessary to understand the glacier-climate interaction. They may help to study the glacier behaviour under different climatic regimes. The outer tropics provide a glacier regime which is clearly different from the mid and high latitudes, but also from the inner tropics (Kaser *et al.*, 1996). Indeed, Bolivian glaciers are subject to totally different climatic conditions from those of temperate or polar glaciers, with the lack of thermal seasonality and an hydrological year showing alternatively one dry and one wet season. In consequence, their response to these climatic peculiarities is special compared to other climatic regimes : net radiation as the main source of energy does not show any seasonal variability; in addition to small seasonal variations of net radiation and temperature, the negative latent heat flux becomes crucial for the seasonality of the melt rates. Whereas this energy flux is mostly of minor importance in mid-latitude or polar conditions (Male and Granger, 1981; Plüss and Mazzoni, 1994; Hock and Holmgren, 1996; ...), it becomes the key value to explain the high seasonality of melting under tropical conditions. The high dryness of the lower atmosphere during the dry season is favourable for strong sublimation away from the glacier surface, consuming almost totally the energy available at the surface. Therefore, melt rates are low during this period. On the other hand, high air humidity during the wet season causes low sublimation rates and consequently, most of the available energy can be used to melt snow/ice. Melting is high during this season.

In conclusion, in the outer tropics, humidity is the main meteorological input controlling the runoff seasonality of the proglacial stream, because it is responsible for the sharing of the energy available at the surface between two sinks, sublimation and melting. The strongly negative latent heat flux characteristic of tropical glaciers makes these glaciers extremely sensitive to climatic changes like the greenhouse effect for instance. They are not only affected by the greenhouse warming which increases the sensible heat flux but also and to a bigger extend, by the specific humidity increase which reduces the latent heat flux, saving energy for melting. This is the main reason why tropical glaciers show a dramatic retreat since the beginning of the eighties.

ACKNOWLEDGEMENTS

The glaciological programme is supported by L'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. The authors are grateful for the assistance received from IHH (Instituto de Hidraulica e Hidrologia), UMSA (Universidad Mayor de San Andrés) in La Paz and from LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement) in Grenoble. The authors received advice and constructive criticism from Prof. Michel Vallon, University of Grenoble. In Bolivia, Bernard Francou and Bernard Pouyaud gave very valuable helps and comments both in the field and the office.

REFERENCES

- Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the atmosphere*. Kluwer Academic Publishers, 299pp.
- de la Casinière, A.C., 1974. Heat exchange over a melting snow surface. *J. Glaciol.*, 13 (67): 55-72.
- Francou, B., Ribstein, P., Saravia, R. and Tiriau, E., 1995. Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier : Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *J. Glaciol.*, 41 (137): 61-67.
- Halberstam, I. and Schieldge, J.P., 1981. Anomalous behavior of the atmospheric surface layer over a melting snowpack. *J. Applied Meteorol.*, 20: 255-265.
- Hastenrath, S., 1978. Heat-budget measurements on the Quelccaya ice Cap, Peruvian Andes. *J. Glaciol.* 20 (82): 85-97.
- Hastenrath, S. and Kruss, P.D., 1988. The role of radiation geometry in the climate response of Mount Kenya's glaciers, Part 2 : sloping versus horizontal surfaces. *J. Climat.* 8: 629-639.
- Hastenrath, S. and Patnaik, J.K., 1980. Radiation measurements at Lewis Glacier, Mount Kenya, Kenya. *J. Glaciol.*, 25 (93): 439-444.
- Hock, R. and Holmgren, B., 1996. Some aspects of energy balance and ablation of Storglaciären, Northern Sweden. *Geog. Annal.*, 78A: 121-131.
- Kaser, G., Hastenrath, S. and Ames, A., 1996. Mass balance profiles on tropical glaciers. *Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 32: 75-81.
- Male, D.H. and Granger, R.J., 1981. Snow surface energy exchange. *Water Resour. Res.*, 17 (3): 609-627.
- Meesters, A.G.C.A., Bink, N.J., Vugts, H.F., Cannemeijer, F. and Henneken, E.A.C., 1997. Turbulence observations above a smooth melting surface on the Greenland ice sheet. *Boundary Layer Meteorol.*, 85: 81-110.
- Oke, T., 1987. *Boundary layer climates*, Second edition, Routledge eds, 435pp.
- Plüss, C. and Mazzoni, R., 1994. The role of turbulent heat fluxes in the energy balance of high alpine snow cover. *Nordic Hydrol.*, 25: 25-38.
- Ribstein, P., Tiriau E., Francou, B. and Saravia, R., 1995. Tropical climate and glacier hydrology : a case study in Bolivia. *J. Hydrol.*, 165: 221-234.
- Wagnon, P., Ribstein P., Francou, B. and Pouyaud, B., The annual cycle of the energy balance of a Bolivian glacier - Implications on tropical glaciology. *J. Geophys. Res.*, in press.
- WGMS, 1989. World Glacier Inventory, Status 1988. *IAHS (ICSII) - UNEP - UNESCO*:

4.3.1.3. Conclusion : l'humidité, un paramètre clé

Ni la radiation nette toutes longueurs d'onde, ni le flux turbulent de chaleur sensible ne sont suffisamment variables en fonction des saisons pour expliquer la forte saisonnalité du débit du torrent émissaire. Par contre, la contribution du flux turbulent de chaleur latente, très variable entre les périodes sèche et humide, est à l'origine de cette saisonnalité des débits. Pendant la saison sèche, l'apport d'énergie à la surface du glacier sous forme de radiation nette ou de chaleur sensible est en majorité consommé par la forte sublimation, ce qui limite nettement l'énergie disponible pour la fusion. Ainsi, pendant que les pénitents grandissent en surface du glacier, preuve d'une sublimation intense (cf. section 2.2.2.2.), le torrent émissaire voit diminuer son approvisionnement en eau et son débit chute. À l'opposé, en saison humide, les gradients verticaux d'humidité spécifique dans la couche limite de surface sont plus faibles ce qui limite nettement la sublimation. En conséquence, l'énergie disponible en surface du glacier sert cette fois presque exclusivement à fondre la neige/glace. Ainsi, le volume d'eau relâché par le glacier augmente et le débit du torrent émissaire est élevé, alors que la quantité d'énergie qui arrive en surface du glacier est à peu près la même que le reste de l'année. En conclusion, dans cette zone tropicale externe, l'humidité spécifique est un paramètre météorologique clé pour expliquer les régimes hydrologiques du torrent émissaire, car elle est responsable du partage de l'énergie entre deux puits, la fusion et la sublimation.

4.3.2. Fusion locale à 5150 m et débit de l'émissaire

Comme le Glacier Zongo est petit et que le temps de transit de l'eau de fonte entre le site de la SMA à 5150 m et la station limnimétrique à 4830 m est très loin d'excéder un mois [Wagnon *et al.*, 1998], il est possible de comparer la fusion mensuelle à 5150 m calculée à l'aide de l'équation de bilan d'énergie et le débit spécifique mensuel du torrent émissaire (Figure 4.13). Comme nous l'avons déjà évoqué en section 4.2.2.1., la fusion locale à 5150 m ne montre aucune saisonnalité et, par conséquent, se trouve médiocrement corrélée au débit du torrent émissaire ($r^2 = 0.52$ pour 29 mois de mesure).

4.3.2.1. Année hydrologique 1996-97

Si l'on se concentre sur le cycle hydrologique 1996-97, la corrélation est même particulièrement mauvaise avec un coefficient r^2 qui chute à 0.19 ($n = 12$ mois). En effet, durant l'année 1996-97, la fusion locale calculée sur le site de la SMA semble avoir une variabilité opposée à celle du débit de l'émissaire, avec des valeurs faibles lors de la saison humide alors que la station limnimétrique enregistre les plus forts débits. Cette opposition de phase montre que pendant ce cycle hydrologique, en saison humide, la SMA était située dans la zone d'accumulation du glacier, en amont de la zone basse du glacier où de très fortes conditions d'ablation devaient régner. La limite entre ces deux zones est matérialisée par la ligne de névé qui sépare une surface d'albédo faible à l'aval (surface d'ablation de glace vive et sale), d'une surface d'albédo élevée en amont (neige de l'année). Par conséquent, pendant la saison humide 1996-97, cette ligne de névé n'est jamais remontée plus haut que la SMA qui, comme l'albédo de sa surface est restée élevée, a enregistré une radiation nette toutes longueurs d'onde réduite et donc une quantité d'énergie disponible pour la fusion limitée. En revanche, en aval de la ligne de névé, l'effet conjugué de la radiation nette maximale (liée à l'albédo minimum) et du flux de chaleur latente quasiment négligeable (typique de la saison humide) a maintenu des conditions fortes de fusion dans la zone basse du glacier, à l'origine des débits élevés

de l'émissaire. Au cours de la saison sèche 1996-97, la fusion à 5150 m reflète mieux les débits mesurés à 4830 m. Cette observation suggère qu'à cette période de l'année, la ligne de névé se trouvait au-dessus de 5150 m et la SMA était située dans la zone d'ablation.

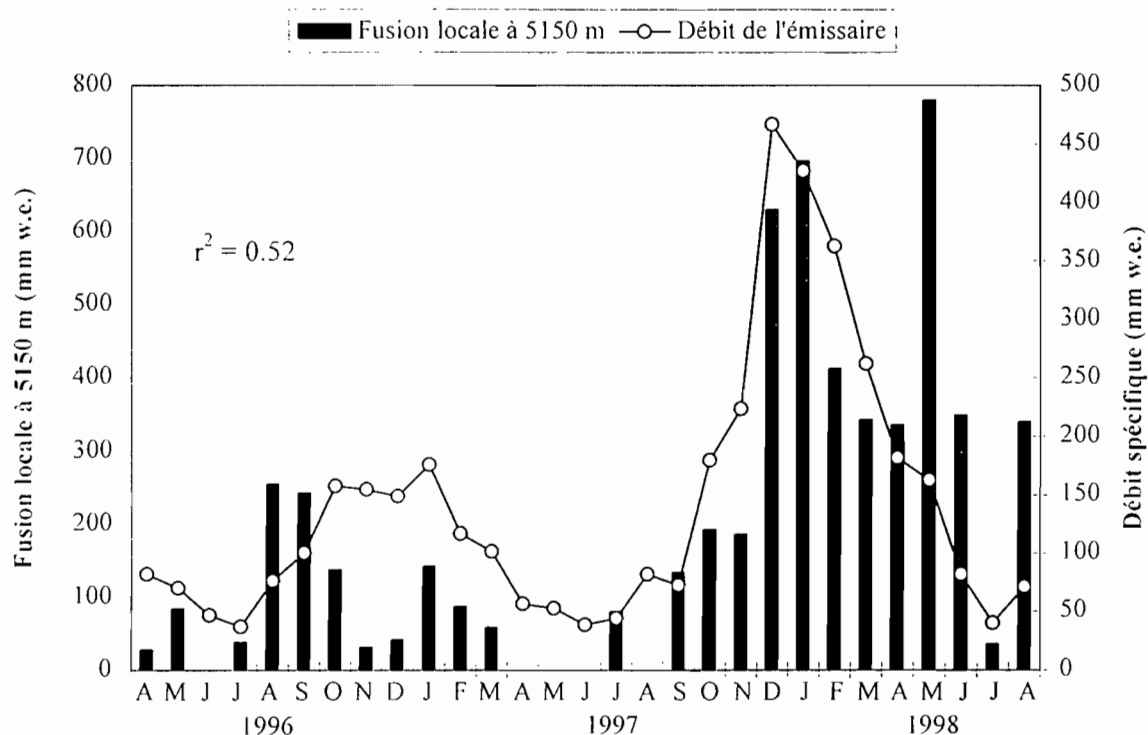


Figure 4.13. Comparaison entre la fusion mensuelle à 5150 m obtenue comme résultat du bilan d'énergie et le débit mensuel du torrent émissaire mesuré à 4830 m (Avril 1996 - Août 1998)

Cette analyse est confirmée par la Figure 2.18 (section 2.4.2.) qui montre les gradients du bilan de masse en fonction de l'altitude d'une part pour la saison humide 1996-97 (Sept. 96 - Fév. 97) et d'autre part, pour la saison sèche (Mars 97 - Août 97). Le coefficient d'activité db/dz est bien plus fort en saison humide à cause des conditions de fusion intenses en zone d'ablation et de l'accumulation dans la zone amont, que lors de la saison sèche où le glacier est en quelque sorte en situation d'attente. En effet, pendant cette période, seule la sublimation est forte mais tant l'ablation que l'accumulation restent très réduites. Il y a ici un paradoxe puisque les débits élevés du torrent émissaire en saison humide sont dus à des conditions intenses de fusion sur une surface réduite du glacier, alors que le reste de l'année, les conditions de fusion limitée sur une surface plus grande occasionnent des débits plus faibles. Les résultats du bilan d'énergie à 5150 m suggèrent que ces conditions intenses de fusion en saison humide sont à relier en premier lieu à l'albédo faible (surface de glace couverte d'impuretés), et en second lieu aux faibles gradients verticaux d'humidité spécifique qui limitent LE et économisent ainsi de l'énergie pour la fonte.

Afin de mieux cerner le fonctionnement de ce glacier en terme de bilan de masse et de régime hydrologique de son émissaire, il aurait été préférable de positionner la

SMA plus bas en altitude, vers 5000 m, pour qu'elle reste constamment en zone d'ablation. Toutefois, la très forte ablation à cette altitude aurait rendu difficile le maintien de cette station dans cette zone et par conséquent, nous avons sélectionné le site de 5150 m. Par la suite, il serait peut-être judicieux de prévoir un dispositif pour la station météorologique qui puisse s'abaisser au fur et à mesure que la surface fond comme les stations "free-standing", reposant sur un trépied posé sur la surface, développées par l'équipe de l'IMAU (Institute for Marine and Atmospheric research, Utrecht, Hollande).

4.3.2.2. Année hydrologique 1997-98

Durant ce deuxième cycle hydrologique, le débit du torrent émissaire suit beaucoup mieux la fusion locale à 5150 m, hormis le mois de mai 1998 qui présente une fusion locale extrême. Si l'on excepte ce mois particulier, le coefficient de corrélation r^2 est correct et atteint 0.67 ($n = 11$ mois). Pendant cette année-là, la ligne de névé est en effet presque toujours restée au-dessus de 5150 m, la SMA ne s'est pas retrouvée dans la zone d'accumulation et est demeurée dans la zone d'ablation même en saison humide. Contrairement à l'année précédente, elle a donc été soumise aux fortes conditions de fusion qui caractérisent la zone basse du glacier en saison humide (albédo faible et sublimation réduite). Ainsi, par rapport à l'année 1996-97, une plus grande surface de glacier a subi une forte fusion ce qui explique les débits nettement plus forts du torrent émissaire. Cette observation est confirmée par la proportion de la superficie de la zone d'accumulation par rapport à la surface totale (AAR) qui est de 37% en 1997-98 alors qu'elle était de 89% en 1996-97, ce qui correspond à une remontée de 450 m de la ligne d'équilibre (les altitudes respectives de cette ligne d'équilibre en 1996-97 et 1997-98 sont 5075 m et 5525 m) (cf. section 2.4.).

Au cours de cette année 1997-98, le mois de mai est très particulier : alors que la fusion à 5150 m est maximale (due à une surface de glace très sale, couverte d'impuretés et de pénitents donc d'albédo minimum), le torrent émissaire ne présente pas un débit extrême. Plusieurs hypothèses relatives à la fois au fonctionnement du glacier et aux erreurs de calcul de la fusion, peuvent être avancées pour expliquer ce phénomène. Tout d'abord, en cette saison, le coefficient d'activité du glacier est en général faible. Ainsi, bien que la fusion à 5150 m soit maximale, elle ne l'est pas pour autant plus en aval et par conséquent, la quantité totale d'eau relâchée par le glacier n'est pas extrême. Cette hypothèse n'a malheureusement pas pu être confirmée par les mesures directes des balises qui ont pour la plupart disparu lors de ce cycle marqué par une très forte ablation. Ensuite, la fusion de ce mois de mai est peut-être surestimée. En effet, c'est la première fois que la surface du glacier est couverte de pénitents de glace, auxquels nous avons attribué une hauteur de rugosité de calage de 20 ou 30 mm selon leur taille (cf. Tableau 3.2), par comparaison avec les pénitents de neige des années précédentes. À taille égale, des pénitents de glace induisent peut-être une hauteur de rugosité de calage accrue par rapport à des pénitents de neige, si bien que le flux de chaleur latente est probablement sous-estimé. Si tel est le cas, la fusion locale calculée est surestimée au détriment de la sublimation qui est, elle, sous-estimée. Malheureusement, aucune mesure directe de terrain ne nous permet de trancher sur cette question.

4.3.3. Explication du fort coefficient d'activité

Par rapport aux glaciers des zones tempérées ou polaires, les glaciers tropicaux possèdent plusieurs particularités glaciologiques décrites en détail dans le livre *Gletscher in den Tropen* [Kaser, 1996]. Parmi les plus importantes, le gradient de bilan de masse en fonction de l'altitude (coefficient d'activité : db/dz) y est nettement plus fort en zone d'ablation qu'en région tempérée (cf. section 2.4.1.2.). En conséquence de ce fort coefficient d'activité, pour une zone d'accumulation identique, la surface de la zone d'ablation sera bien plus réduite sous les Tropiques. Par exemple, les moraines du Petit Âge de Glace (1820) se situent juste à l'aval des fronts actuels, alors que dans les Alpes, on ne les rencontre que beaucoup plus bas.

Dans son étude, Kaser [1996] propose une modélisation des variations du bilan de masse spécifique en fonction de l'altitude en prenant en compte les gradients verticaux d'accumulation, de température de l'air et la durée de la saison d'ablation. Pour un glacier situé aux latitudes moyennes, il trouve un coefficient d'activité de 770 mm/100m. En revanche, en considérant que la saison d'ablation dure toute l'année et que l'isotherme 0°C reste à une altitude constante, il obtient un coefficient d'activité de 1760 mm/100m supposé représentatif des glaciers tropicaux pour la zone d'ablation à la limite entre pluie et neige (sur le Glacier Zongo, les mesures des balises donnent un coefficient de 2000 mm/100m, cf. section 2.4.2.1.). En conclusion, il attribue le fort coefficient d'activité des glaciers tropicaux au fait que d'une part, l'ablation ne cesse jamais dans la partie basse du glacier, et d'autre part, l'isotherme 0°C est toujours à la même altitude.

Grâce à notre analyse de bilan énergétique, on peut maintenant poursuivre le raisonnement en pointant les flux d'énergie responsables de ce coefficient d'activité élevé. La radiation nette, positive toute l'année dans la partie la plus basse, maintient le glacier en condition de fusion permanente et contribue donc majoritairement à l'ablation dans cette zone. À cause de la radiation élevée qui apporte une quantité d'énergie constante toute l'année à la surface de la Terre, la température de l'air est peu variable, l'isotherme 0°C reste à une altitude élevée et le flux de chaleur sensible est toujours positif. Ainsi, dès qu'il neige dans la partie basse du glacier, R diminue car l'albédo augmente mais H apporte le complément d'énergie nécessaire pour rapidement fondre cette couche de neige et R reprend sa valeur positive élevée. Cette situation se répète toute l'année alors que pour les glaciers tempérés, lorsque l'hiver arrive, la radiation nette diminue (en même temps que la radiation solaire incidente), le flux de chaleur sensible change de signe de positif à négatif et la neige qui se dépose sur l'ensemble de la zone d'ablation peut persister plus de la moitié de l'année. Par conséquent, pendant toute cette période, le bilan de masse est excédentaire même proche du front ce qui réduit considérablement le coefficient d'activité annuel du glacier par rapport à un glacier qui présente des conditions de fusion permanentes.

Comme la zone d'ablation des glaciers tropicaux n'est pas protégée par une couche de neige hivernale et qu'elle reste toujours en condition de fusion due à la radiation nette et au flux de chaleur sensible positifs, elle fond plus vite que la zone d'ablation d'un glacier de la zone tempérée. Par conséquent, pour un même bassin d'accumulation, il est normal que la zone d'ablation soit plus réduite et descende moins bas en aval de la ligne d'équilibre.

4.4. Application climatique

Les variations temporelles du bilan d'énergie permettent de comprendre comment physiquement les paramètres météorologiques, donc le climat, influencent le bilan de masse du glacier. Réciproquement, une fois établi ce lien physique, il est possible d'estimer la sensibilité du glacier aux changements climatiques et utiliser ainsi le glacier comme un marqueur. Dans cette section, à titre d'exemple, nous analyserons l'impact régional du dernier événement El Niño sur le Glacier Zongo. Ensuite, toujours sur la base du bilan d'énergie, nous expliquerons pourquoi les glaciers tropicaux sont de bons indicateurs du climat.

4.4.1. L'influence du Niño 1997-98 sur les glaciers tropicaux

Au cours de cette étude centrée sur deux années très contrastées, nous avons vu que le bilan de masse du Glacier Zongo présente une forte variabilité interannuelle (cf. section 2.4.). Entre 1996 et 1998, la côte Pacifique de l'Amérique du Sud a été marquée par deux épisodes climatiques opposés, un événement La Niña modéré en 1996-97 suivi d'un des plus forts événements El Niño du siècle en 1997-98. Notre analyse de bilan d'énergie entre mars 1996 et août 1998 va donc pouvoir nous renseigner sur l'impact d'un événement El Niño sur la région orientale de l'Altiplano bolivien. Notamment, il est possible de comprendre comment cet épisode climatique imprime sa signature sur les glaciers de cette zone.

Cette étude a fait l'objet d'une publication scientifique soumise à *Science*. Cet article constitue la partie principale de cette section, après une introduction qui définit brièvement les événements El Niño, La Niña et l'oscillation australe. En conclusion, nous décrivons les processus physiques responsables du bilan de masse très déficitaire de l'année ENSO 1997-98 (El Niño-Southern Oscillation).

4.4.1.1. El Niño, la Niña et l'oscillation australe

- **Définition**

Depuis plus d'un siècle, les pêcheurs Sud-américains ont baptisé El Niño (terme espagnol qui désigne l'enfant Jésus) le réchauffement de la surface de l'océan qui apparaît chaque année, au moment de Noël, au large de l'Équateur et du Pérou. Habituellement, la surface de l'océan y est plus froide que dans les autres zones équatoriales, en raison des remontées d'eaux froides profondes ("upwelling"). Le réchauffement s'arrête au Nord du Pérou et s'estompe en mars ou avril. Cependant, certaines années, il arrive que ce réchauffement dure plus longtemps et soit beaucoup plus intense et plus étendu. L'eau se réchauffe non seulement tout le long des côtes péruviennes, mais aussi sur une grande partie de l'Océan Pacifique équatorial. Sa température peut rester au-dessus des normales saisonnières pendant plus d'un an. Les événements de 1957-58, 1972-73, 1982-83 et 1997-98 ont été les plus marquants. On réserve maintenant le nom de El Niño à ces phénomènes exceptionnellement marqués, plutôt qu'au léger réchauffement annuel de la surface de 1 à 2°C [*Philander, 1990*].

El Niño n'est en réalité que l'une des phases d'un système de fluctuation climatique global, appelé ENSO (El Niño-Southern Oscillation), propre au Pacifique équatorial mais dont les effets affectent toute la planète. ENSO se manifeste par des

variations de température des eaux de surface dans le Pacifique Est et Central : augmentation des températures en phase chaude (El Niño) et diminution en phase froide (La Niña). Ces variations thermiques sont couplées à une oscillation des pressions atmosphériques entre la Polynésie française et le Nord de l'Australie (oscillation australe). Ce changement de pressions atmosphériques provoque une modification simultanée du régime des vents et des courants le long de l'Équateur ainsi que le déplacement d'un immense réservoir d'eaux chaudes situé à l'Ouest du Pacifique équatorial [Picaut *et al.*, 1996 et 1997]. L'oscillation australe se définit à l'aide d'un indice mesurant la différence entre les hautes pressions du Pacifique Est et les basses pressions du Pacifique Central. Lorsque l'indice est faible c'est-à-dire quand la différence entre l'Est et le centre est inférieure à la différence de pression normale, El Niño apparaît et il atteint son intensité maximale lorsque l'indice est au plus bas [Philander, 1990].

- **Développement d'un événement El Niño**

Durant El Niño, le bord oriental du réservoir d'eaux chaudes, positionné en moyenne à 180° de longitude au niveau de l'Équateur, avance de 3000 kilomètres environ vers l'Est. Le réservoir se déplace d'autant plus facilement sous l'effet des variations de vent et de courants que ses eaux chaudes et peu salées, et donc de densité faible, flottent au-dessus des eaux sous-jacentes, froides, salées et donc plus denses. Ce déplacement d'Ouest en Est naît à la suite de coups de vent d'Ouest dans le Pacifique Ouest et de l'affaiblissement des alizés, lié à une chute de l'indice d'oscillation australe. Ces vents d'Ouest suscitent la formation de courants de surface qui entraînent le bord oriental du réservoir vers l'Est. Avec le renforcement de la convection atmosphérique dû à l'arrivée des eaux chaudes, les vents d'Ouest s'amplifient et génèrent, à l'interface des eaux chaudes de surface et des eaux froides profondes, un train d'ondes équatoriales se propageant vers l'Est. Arrivant aux abords des côtes occidentales d'Amérique latine au terme de deux ou trois mois, ces ondes stoppent l'upwelling qui refroidit habituellement cette région côtière. El Niño est alors dans sa phase de plein développement.

- **La Niña succède à El Niño**

Après s'être heurtées à la côte occidentale de l'Amérique latine, ces ondes repartent vers le centre du bassin Pacifique et repoussent progressivement le bord Est du réservoir d'eaux chaudes jusqu'à son point de départ et finalement plus à l'Ouest. Ce retour de la masse d'eaux chaudes vers l'Ouest permet à la remontée d'eaux froides profondes de s'effectuer à nouveau le long des côtes péruviennes et équatoriennes. Ainsi, un à deux ans après son départ, El Niño a laissé place à La Niña, phase froide d'ENSO, caractérisée par un indice d'oscillation élevé et des alizés forts.

- **Conséquences climatiques**

La circulation atmosphérique au-dessus du Pacifique est affectée dans son ensemble par les changements de la répartition des eaux chaudes de surface. Pendant un événement El Niño, la zone dépressionnaire centrée normalement à l'Ouest du Pacifique, se déplace vers l'Est et la sécheresse sévit sur l'Indonésie et le Nord de l'Australie. En revanche, la convection atmosphérique devient très active au-dessus des eaux réchauffées du Pacifique oriental et des excès de précipitations s'abattent sur les côtes d'Amérique du Sud. En outre, il semble maintenant de plus en plus évident que les conséquences climatiques d'un événement El Niño se font ressentir au-delà des côtes du Pacifique équatorial, à une échelle globale.

Dans notre étude, nous analysons l'impact régional de l'événement El Niño 1997-98 sur la Cordillère Royale en Bolivie, au travers des mesures de bilan d'énergie réalisées sur le Glacier Zongo.

4.4.1.2. The influence of the 1997-1998 El Niño-Southern Oscillation warm event on tropical glaciers, *Science*, soumis

THE INFLUENCE OF THE 1997-1998 EL NIÑO-SOUTHERN OSCILLATION WARM EVENT ON TROPICAL GLACIERS

P. Wagon*, P. Ribstein†, B. Francou‡ & J. E. Sicart**

* Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France

† L'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, ex-ORSTOM), UMR Sisyphe, 75252 Paris Cedex 05, France

‡ IRD, Ap. Post. 17.11.6596, Quito, Ecuador

** IRD, CP 9214, La Paz, Bolivia

The sensitivity of mountain glaciers to climatic changes is widely recognized¹⁻⁵. Because of the peculiar climatic conditions prevailing in-between the two tropics, tropical glaciers are now known to be particularly efficient climatic indicators⁶⁻⁸. Here we examine the processes leading to strongly negative mass balance of a Bolivian glacier, consequences of the last ENSO warm event. The focus is on the last two hydrological cycles (September 1996 to August 1998), which are particularly contrasted: 1996-97 was marked by a weak La Niña event although the following year experienced one of the strongest El Niño of the century. During these two years, the detailed energy balance on the glacier, as recorded by an automatic weather station, shows that small differences of the meteorological variables (precipitation, air-temperature, humidity, wind speed, incident short-wave radiation) from one year to the other lead to large variations of the surface energy fluxes. The main factor responsible for the dramatic melting of the glacier during the last ENSO warm event is the deficit of precipitation, which reduces the accumulation and causes a low albedo on a larger part of the glacier and for a longer period of the year, than during the 1996-97 hydrological year.

Several tropical ice cores have been analyzed to define the major precipitation trends and to quantify the air-temperature difference between the Last Glacial Stage and the Holocene^{9,10}. With these cores, some attempts have also been made to characterize the impact of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) warm events on the local climate¹¹. Highly variable atmospheric features have been thought to be related to snowfall on the tropical Andes¹² and therefore a physical understanding of the glacier response to the variations of the meteorological variables was needed to link ENSO warm events to tropical glacier melting.

A commonly used index of the Southern Oscillation is the normalized sea-level pressure difference between Tahiti and Darwin^{13,14}. With this index (SOI), large negative values correspond to El Niño events and large positive values to La Niña events¹⁵. A

five-month moving average of the index is shown in Fig. 1, together with the local monthly precipitation and the monthly discharge of the proglacial stream of Zongo Glacier^{8,16,17} (2.1 km², Bolivia, 16°S, 68°W). In this outer tropics zone¹⁸, ENSO warm events (1991-92 and 1997-98) exhibit a deficit of precipitation of about 25% (Tab. 1), as already observed on Quelccaya Ice Cap (Southern Peru)¹¹. ENSO warm events are also characterized by strongly negative mass and hydrological balances as shown by the very high discharge of the proglacial stream (Fig. 1; Tab. 1). Indeed, during the strong 1997-98 ENSO warm event, the annual depth of runoff of the proglacial stream is twice as high as the calculated mean runoff of the 1973-93 period¹⁷. A similar increased melting had been observed during the previous weaker 1991-92 ENSO warm event but it was not as spectacular as in 1997-98.

Table 1. Annual Values of Runoff and Precipitation for Seven Hydrological Cycles (September 1 to August 31)

	<u>1991-92</u>	1992-93	1993-94	1994-95	1995-96	1996-97	<u>1997-98</u>
Precipitation, mm	825	1100	1145	870	950	1140	785
Deviation from mean, %	-21	+5	+9	-17	-9	+9	-25
Runoff, mm	1790	1080	1370	1680	1780	1280	2570

The mean discharge of the proglacial stream is recorded by a limnimetric station, located 70 m below the glacier snout, at 4830 m asl. The annual specific runoff is obtained by dividing by the area of the 3 km² basin. Precipitation is recorded at 4770 m asl, about 500 m from the glacier tongue. Deviation is the deviation from the mean precipitation measured at 4770 m asl, between 1970 and 1998 (1046 mm).

Underlined hydrological years are intense ENSO warm years. 1993 and 1994-95 ENSO warm events are weaker than the others, and are therefore not considered in this article.

In order to understand which physical processes are responsible for the increased melting during ENSO warm events, the focus is on the last two hydrological cycles : September 1, 1996 to August 31, 1997 and September 1, 1997 to August 31, 1998. These two cycles are compared and exhibit two reverse situations with weak positive and large negative SOI respectively (Fig. 1). Fig. 2 shows the monthly means of different meteorological variables recorded by an automatic energy balance weather station (AWS) located at 5150 m above sea level (asl), on the glacier surface⁸. Neither incident solar radiation, relative humidity, nor wind speed show any significant differences from one year to the other. The respective means for these three variables are 212 W m⁻², 82%, and 2.4 m s⁻¹ for the 1996-97 cycle, and 209 W m⁻², 82%, and 2.0 m s⁻¹ for the 1997-98 cycle. During the wet season (November to March), the cloudiness is higher and therefore the incident solar radiation is lower. The air-temperature of the 1996-97 wet season (-0.4°C) is reduced compared to the mean air-temperature between November 1997 and March 1998 (+1.0°C), while the SOI is strongly negative. In this outer tropics zone, ENSO warm events seem always to be accompanied by a small increase in air-temperature^{16,19}.

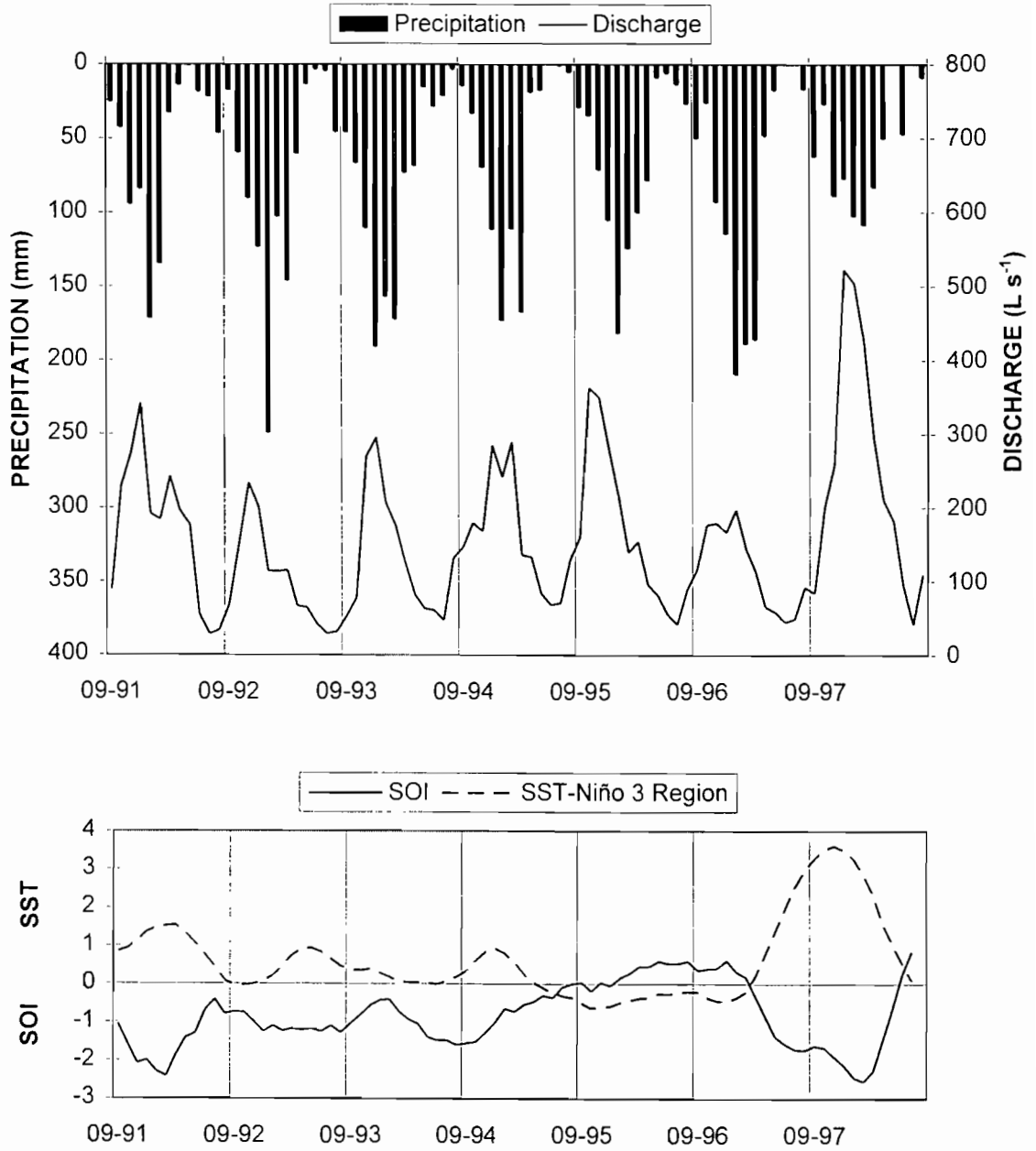


FIG. 1 Monthly means of precipitation recorded by a 314 cm² rain gauge, located at 4770 m asl, and of the discharge of the proglacial stream recorded instantaneously by a water level recorder (4830 m asl) for 7 hydrological years (September 1991 to August 1998). This glacier belongs to the Huayna Potosi massif (16°15'S, 68°10'W), in the Cordillera Real, Bolivia, approximately 30 km north of La Paz. This 2.1 km² glacier is part of a 3 km² basin above the hydrometric station, and extends from 6000 m asl down to 4900 m asl. The hydrological year (September 1 to August 31) is marked by a wet season (November to March) and a dry season (May to August). During this 7 year period, the Southern Oscillation Index (SOI) exhibits mostly negative values²⁰ with 2 well-marked ENSO warm events in 1991-92 and 1997-98 and a La Niña event in 1996-97. Parallel to SOI, the 5-month moving average of sea surface temperature (SST) anomalies in the Niño 3 region (5°N-5°S, 90°-150°W) is presented to give a better quantification of ENSO event intensities.

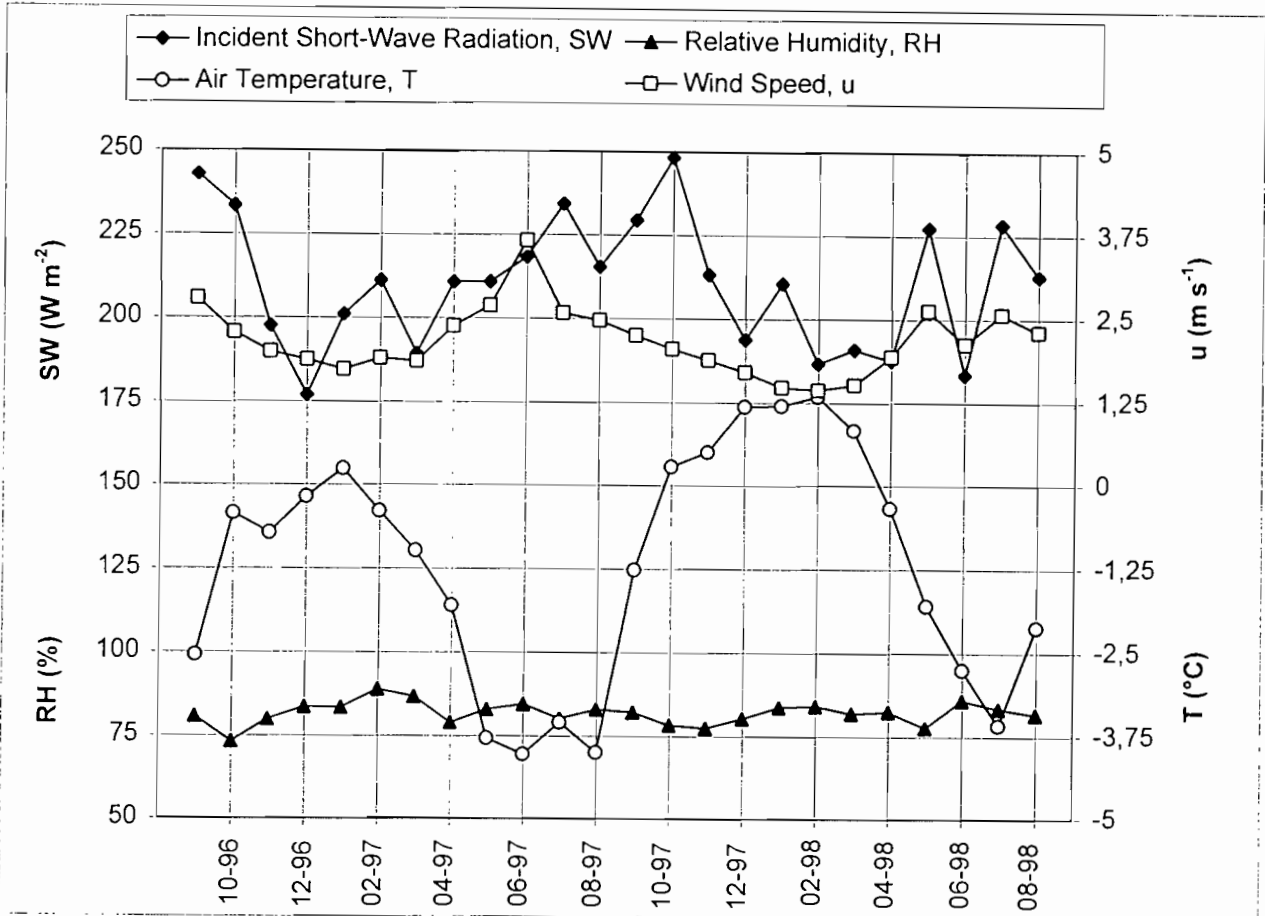


FIG. 2 Monthly means of ventilated air-temperature, wind speed, relative humidity, and incident short-wave radiation (September 1996 to August 1998), recorded by a Campbell automatic weather station (AWS), installed at the glacier surface at 5150 m asl, altitude of the equilibrium line under steady-state conditions. These variables are recorded as half-hourly means over a 15-s time step. Ventilated dry and wet-bulb Cu-Cst thermocouples located at 30 cm above the glacier surface, and adequately shielded against radiation, provide air-temperature and relative humidity. A Young anemometer at 1.8 m above the surface provides wind speed and direction. Li-Cor pyranometers ($0.35 < \lambda < 1.1 \mu\text{m}$) provide incident solar radiation. The only variable showing visible differences from one year to the other is the air-temperature, 1.3°C higher on average between 1996-97 (La Niña year, annual mean temperature of -1.8°C) and 1997-98 (El Niño year, annual mean temperature of -0.5°C).

A precise surface energy balance study is necessary to understand how slight variations of temperature and precipitation can lead to a sharp increase in the melting of tropical glaciers during ENSO warm events. The annual cycle 1996-97 of the energy balance of Zongo Glacier is described in detail in ref. 8. The results of the energy balance are compared (monthly means of net all-wave radiation, R ; turbulent sensible and latent heat fluxes, H and LE respectively) in Fig. 3 between the two contrasted cycles 1996-97 and 1997-98. The local melting ΔQ_M at 5150 m asl is derived from the energy balance equation for a melting surface ($R + LE + H = \Delta Q_M$). During the last ENSO year (1997-98), the energy available for melting ΔQ_M at 5150 m asl is much higher than for the preceding La Niña year (46.9 W m^{-2} instead of 3.8 W m^{-2}).

The 1997-98 annual sublimation corresponds to a mass loss of 129 mm water equivalent only ($LE = -11.6 \text{ W m}^{-2}$), whereas in 1996-97, it was as high as 202 mm w.e. ($LE = -18.1 \text{ W m}^{-2}$). The sensible heat flux H is slightly higher in 1997-98 ($H = 9.8 \text{ W m}^{-2}$) than in 1996-97 ($H = 6.1 \text{ W m}^{-2}$) because of the air-temperature increase leading to stronger vertical gradients of air-temperature. Since this glacier is isothermal at 0°C , the conductive heat flux into snow or ice remains zero all the time. Actually, the turbulent components of the energy balance increase the amount of energy available for melting, but to a much smaller extent than the net radiation R . Indeed, R was three times higher in 1997-98 than in 1996-97 (48.7 W m^{-2} instead of 15.8 W m^{-2}). Thus, net radiation is clearly the main flux explaining the very high rates of melting at the glacier surface at 5150 m asl. Moreover, R is mainly controlled by the surface short-wave albedo⁸. Fig. 4 shows the great difference in the monthly means of albedo at the AWS (5150 m asl) between the two hydrological cycles (respective annual means are 0.75 and 0.58 for 1996-97 and 1997-98), in comparison with the local ablation.

In 1996-97, the Equilibrium Line Altitude (ELA, virtual line of zero annual mass balance) calculated from the vertical mass budget gradient was 5075 m asl and the AWS was most of the time subject to accumulation conditions with a surface of high-albedo snow. Although during the following ENSO year, the ELA was 450 m higher in altitude. Therefore, the AWS mostly remained in ablation conditions, with a dirty surface of bare ice.

The precipitation deficit of the 1997-98 ENSO event thus had very heavy consequences for the mass balance of the glacier. First, this deficit reduced the snow accumulation on the whole glacier. Second, the wet season snow cover of the glacier was thinner and disappeared more rapidly, especially since air-temperature was higher than usual and sublimation smaller, which saves energy for melting, a much more efficient ablation process. Low-albedo bare ice is then directly exposed to the surface for a longer period of the year, and also at higher altitude. Therefore the absorption of short-wave radiation is greatly increased for the whole glacier, leading to exceptionally high rates of melting. This second effect is more efficient as it occurs during the wet season, when strong ablation conditions prevail on the glacier surface: maximum air-temperature and minimum sublimation because of low vertical gradients of vapor pressure. In conclusion, the high-albedo snow cover deposited during the wet season acts as a protective blanket against solar radiation for the glacier: if, for some reason such as a precipitation decrease coupled with a slight temperature increase of an ENSO warm event, this blanket melts more rapidly than usually, leaving larger areas of low-albedo surfaces, the glacier exhibits large negative mass and hydrological balances.

The precipitation deficit related to the 1997-98 ENSO warm event, worsened by the temperature increase and the sublimation decrease, strongly influences the albedo of

outer tropics glaciers, leading to very negative mass balances. Nevertheless, the effect of ENSO warm events on the tropical climate, discussed here, are superimposed on the effect of the global warming reported in the literature^{1,20-22}. Anyway, tropical glaciers have been retreating rapidly for some decades because of a combination of both effects, global warming and ENSO warm events.

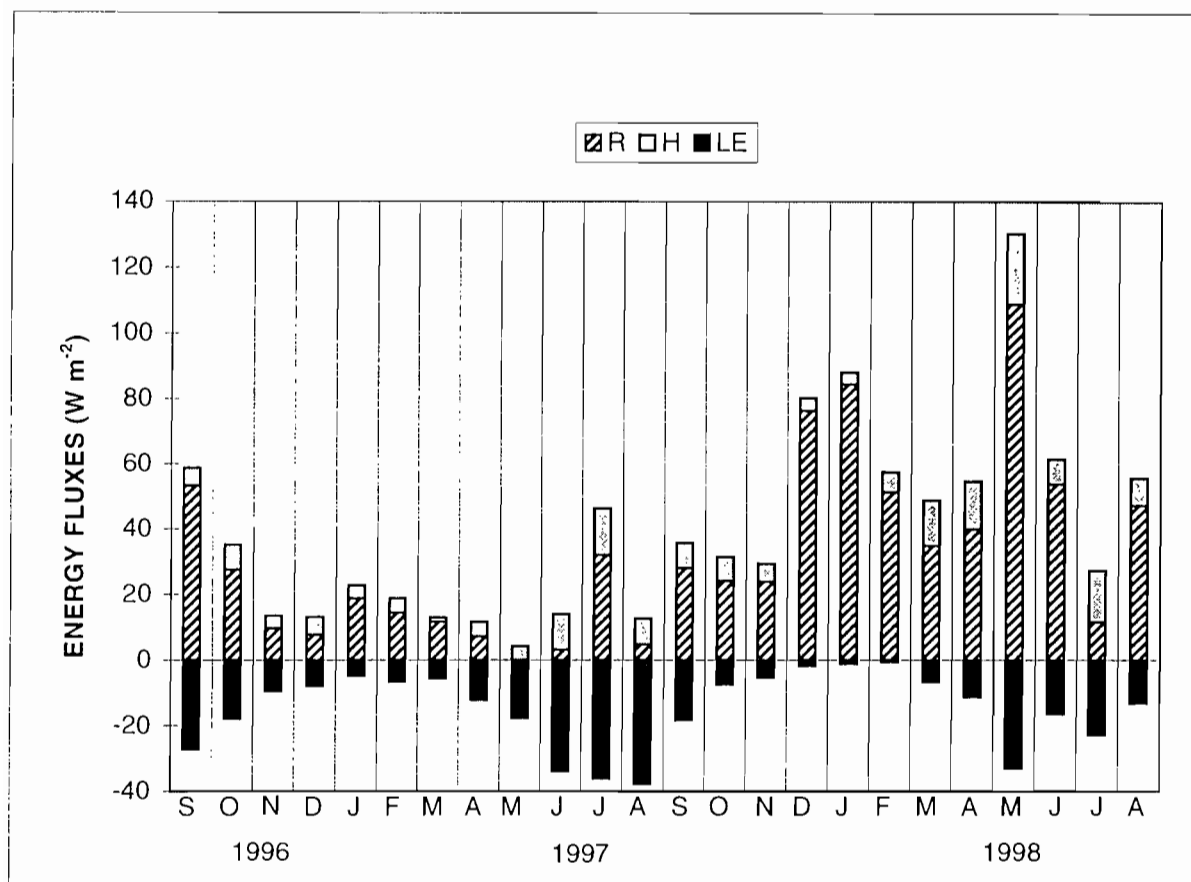


FIG. 3 Monthly means of the different terms of the energy balance at Zongo Glacier surface, derived from the meteorological variables recorded by the AWS, at 5150 m asl. R is the net all-wave radiation obtained by a Campbell Q-6 net radiometer, H and LE are the sensible and latent heat fluxes respectively, calculated from the Monin-Obukhov similarity theory⁸, using vertical gradients of wind speed, air-temperature, and vapor pressure. Energy fluxes directed toward the surface are defined as positive. The heat supplied by precipitation is negligible because precipitation is always snow at 5150 m asl, and snowfall intensities are weak. The conductive heat flux into snow or ice remains zero because the glacier is isothermal at 0°C. The algebraic sum of these fluxes gives the energy available for melting (or refreezing if negative) at the glacier surface, at 5150 m asl.

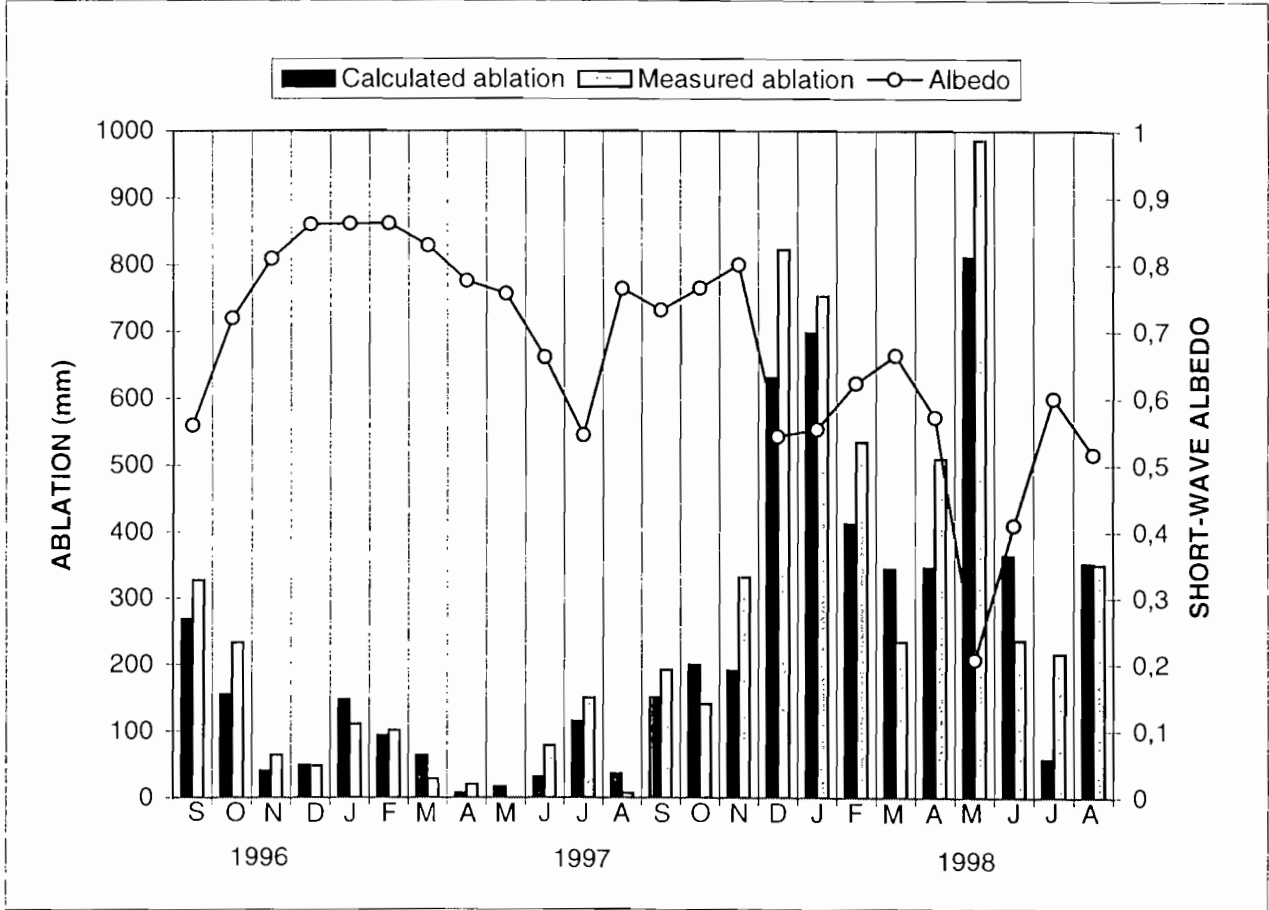


FIG. 4 Monthly local ablation and monthly means of short-wave albedo, at 5150 m asl, between September 1996 and August 1998. Both measured and calculated ablations⁸ are presented together. The measured ablation is deduced from stake and precipitation measurements. The calculated ablation is the sum of melting and sublimation derived from the energy balance equation. The good agreement between calculated and measured ablations supports the exactitude of the energy balance results. The highest values of ablation are clearly related to the lowest values of albedo. The sharp decrease of albedo between these two cycles is the key mechanism explaining the strong melting of tropical glaciers during an ENSO warm event.

1. Diaz, H. F. & Graham, N. E. Recent changes in tropical freezing heights and the role of sea surface temperature. *Nature* **383**, 152-155 (1996).
2. Oerlemans, J. & Fortuin, J. P. F. Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science* **258**, 115-117 (1992).
3. Oerlemans, J. Quantifying global warming from the retreat of glaciers. *Science* **264**, 243-245 (1994).
4. Oerlemans, J. *et al.* Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climat. Dyn.* **14**, 267-274 (1998).
5. Kuhn, M. Climate and glaciers. *IAHS Publ.* **131**, 3-20 (1979).
6. Hastenrath, S. & Kruss, P. D. The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: greenhouse forcing. *Ann. Glaciol.* **16**, 127-133 (1992).
7. Hastenrath, S. & Ames, A. Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *J. Geophys. Res.* **100**, 5105-5112 (1995).
8. Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B. & Pouyaud, B. The annual cycle of the energy balance of a bolivian glacier - Implications on tropical glaciology. *J. Geophys. Res.* in press (1998).
9. Thompson, L. G. *et al.* Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science* **269**, 46-50 (1995).
10. Thompson, L. G. *et al.* A 25,000-year tropical climate history from bolivian ice cores. *Science*, **282**, 1858-1864 (1998).
11. Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E. & Arnao, B. J. El Niño - Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap, Peru. *Science*. **226**, 50-53 (1984).
12. Vuille, M., Hardy, D. R., Braun, C., Keimig, F. & Bradley, R. S. Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation events on Sajama Ice Cap, Bolivia. *J. Geophys. Res.* **103**, 11191-11204 (1998).
13. Chen, W. Y. Assessment of southern oscillation sea-level pressure indices. *Mon. Weath. Rev.* **110**, 800-807 (1982).
14. Philander, S.G. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. San Diego, Academic Press, 293pp (1990).
15. Glantz, M. H. *Currents of Change: El Niño's impact on Climate and Society*. Cambridge Univ. Press, 194pp (1996).
16. Francou, B., Ribstein, P., Saravia, R. & Tiriau, E. Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *J. Glaciol.* **41**(137), 61-67 (1995).
17. Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B. & Saravia, R. Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *J. Hydrol.* **165**, 221-234 (1995).
18. Kaser, G., Hastenrath, S. & Ames, A. Mass balance profiles on tropical glaciers. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.* **32**, 75-81 (1996).
19. Aceituno, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I : surface climate. *Mon. Wea. Rev.* **116**, 505-524 (1988).
20. Trenberth, K. E. & Hoar, T. J. The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: longest on record *Geophys. Res. Let.* **23**, 57-60 (1996).
21. Graham, N. E. Simulation of recent global temperature trends. *Science* **267**, 666-671 (1995).
22. Hense, A., Krahe, P. & Flohn, H. Recent fluctuations of tropospheric temperature and water vapor content in the tropics, *Meteorol. Atmos. Phys.* **38**, 215-227 (1988).

4.4.1.3. Conclusion

En général, pendant un événement El Niño, les glaciers de la zone tropicale externe souffrent d'un léger déficit de précipitations et connaissent une faible augmentation de la température de l'air sensible surtout en saison humide, lorsque l'indice d'oscillation est au plus bas [Vuille, Sous presse]. L'événement 1997-98 n'échappe pas à cette règle avec un déficit de précipitations de 25% par rapport à la moyenne et une température moyenne de l'air en saison humide 1.4°C supérieure à celle de l'année précédente. Cette variation climatique, bien que modérée, est à l'origine d'un bilan de masse extrêmement déficitaire du glacier et un débit de l'émissaire double de celui de l'année précédente 1996-97.

En considérant la variabilité interannuelle de chaque flux d'énergie, on s'aperçoit que le flux principal responsable de ce net accroissement de la fusion superficielle correspond à la radiation nette du cycle 1997-98, 3 fois supérieure à celle de l'année précédente. En effet, à cause des précipitations moins abondantes, le manteau neigeux de la saison humide, moins épais, a disparu plus vite, laissant apparaître la surface d'ablation du glacier d'albédo faible sur une période plus longue, et sur une surface plus grande. La chute de l'albédo moyen annuel entre 1996-97 et 1997-98 est donc à l'origine de l'augmentation de R . De plus, lié au léger réchauffement de l'air et à une stabilité accrue de la couche limite de surface, le flux turbulent de chaleur latente a diminué en valeur absolue, économisant d'autant l'énergie disponible pour la fusion. Enfin, H a aussi augmenté légèrement à cause de gradients verticaux de température plus forts.

L'impact de l'événement El Niño est d'autant plus sensible sur le bilan de masse du glacier que les perturbations climatiques qu'il entraîne se font ressentir surtout lors de la saison humide. Or au cours de cette saison, comme le coefficient d'activité est le plus élevé, les conditions qui règnent sur le glacier sont les facteurs déterminants qui contrôlent son bilan annuel. Ainsi, des perturbations des paramètres climatiques, modérées au départ, peuvent avoir des conséquences dramatiques sur la santé du glacier.

4.4.2. Les glaciers tropicaux, indicateurs climatiques

Hense et al. [1988] ont montré que l'effet de serre était responsable non seulement d'un réchauffement de l'air, mais aussi d'une élévation de l'humidité spécifique de 0.6 g kg^{-1} dans la couche 500-700 hPa de la ceinture équatoriale, entre 1965 et 1984. Les conséquences sur le bilan de masse des glaciers tropicaux sont donc doubles.

Tout d'abord, le réchauffement entraîne une remontée de l'isotherme 0°C et une élévation de la température de l'air dans la zone d'ablation, ce qui accentue les gradients verticaux de température de l'air. Ainsi, le flux de chaleur sensible augmente, et apporte une contribution d'autant plus importante que l'on se rapproche du front.

Ensuite, l'élévation de l'humidité spécifique réduit les gradients verticaux d'humidité entre la surface en condition de fusion (c'est-à-dire à saturation à 0°C) et les basses couches de l'atmosphère. Par conséquent, le flux turbulent de chaleur latente chute de façon marquée. Or, comme dans les conditions de la zone tropicale externe, LE constitue un puits d'énergie important, au moins en saison sèche, celui-ci est nettement diminué, économisant d'autant l'énergie disponible pour la fusion. Puisque la fusion est le processus d'ablation le plus efficace (en relation avec sa chaleur latente 8.5 inférieure à celle de sublimation), les conséquences sur le bilan de masse du glacier seront immédiatement visibles.

Afin d'illustrer ce propos et quantifier les variations des flux d'énergie, nous pouvons reprendre l'exemple de l'événement El Niño 1997-98, marqué par une augmentation de température annuelle de 1.3°C (remontée de 200 m environ de l'isotherme 0°C) et d'humidité spécifique de 0.5 g kg^{-1} (q est passé de 5.08 à 5.54 g kg^{-1} en moyenne annuelle entre 1996-97 et 1997-98) par rapport à l'année précédente. En ce qui concerne les échanges énergétiques à 5150 m, ces variations de température et d'humidité ont causé une augmentation de 61% de H (H est passé de 6.1 à 9.8 W m^{-2}) et une diminution de 36% de LE en valeur absolue (LE est passé de -18.1 à -11.6 W m^{-2}). L'énergie supplémentaire disponible pour la fusion s'élève donc à 10.2 W m^{-2} sur l'année ($9.8 - 6.1 - 11.6 + 18.1$) qui correspond à une lame d'eau fondue en plus de 963 mm w.e. alors que la sublimation n'a chuté que de 73 mm w.e. dans le même temps. L'ablation supplémentaire induite par une augmentation de 1.3°C et 0.5 g kg^{-1} est donc de 890 mm w.e., ce qui est tout à fait conséquent sur le bilan de masse du glacier.

En conclusion, cette rapide analyse qualitative et quantitative atteste que les glaciers de la zone tropicale externe réagissent de façon instantanée et marquée aux variations, même faibles, de température et d'humidité spécifique liées à un réchauffement climatique. Ce sont donc de bons indicateurs climatiques car capables de déceler de petites fluctuations des paramètres météorologiques. Du fait de la forte contribution du flux de chaleur latente dans le bilan d'énergie et du rôle privilégié de l'humidité, ils constituent vraisemblablement de meilleurs marqueurs climatiques que leurs cousins de la zone tempérée. En effet, ces derniers réagissent surtout à l'élévation de température de l'air et peu à l'augmentation de l'humidité car le flux de chaleur latente y reste toujours faible ou négligeable. Ainsi, leur réaction liée au réchauffement global est plus lente et moins prononcée que les glaciers de la zone tropicale externe. D'ailleurs, le recul accéléré des glaciers tropicaux depuis 1980, moins ressenti aux latitudes moyennes, semble être une conséquence directe de ce réchauffement global [Diaz & Graham, 1996].

Sur le Mont Kenya, Hastenrath & Kruss [1992] attribuent le recul accéléré des glaciers tropicaux africains à une augmentation du flux de chaleur sensible, une diminution du flux de chaleur latente et à un bilan radiatif grandes longueurs d'onde plus fort, conséquences de l'effet de serre. Dans la zone tropicale externe Sud-américaine, nous expliquons le recul rapide des glaciers par une conjonction de deux phénomènes. Le premier concerne le réchauffement global lié à l'effet de serre, limitant le flux de chaleur latente et augmentant le flux de chaleur sensible. Le second correspond aux phénomènes El Niño, qui affectent la région Pacifique irrégulièrement tous les 2 à 7 ans, et qui sont caractérisés par un déficit de précipitations à l'origine d'une chute de l'albédo et d'une forte élévation de la radiation nette. Ces deux phénomènes semblent couplés comme l'atteste l'étude de Diaz & Graham [1996] qui ont montré que la remontée en altitude de l'isotherme 0°C sous les Tropiques, au cours des dernières décennies (1970-90), est étroitement liée à une augmentation de la température de surface de la mer dans la zone intertropicale. Or comme la température de surface de la mer est une conséquence des événements El Niño dont la fréquence a nettement augmenté ces dernières décennies, El Niño et réchauffement global sont certainement liés. En effet, la moyenne de l'indice d'oscillation australe entre 1979 et 1998 est de -0.50 alors qu'elle était de +0.05 entre 1959 et 1978, ce qui indique que les événements El Niño sont plus fréquents actuellement (cette valeur de -0.50 fortement négative est due aux deux plus intenses événements El Niño du siècle, 1982-83 et 1997-98, ainsi qu'à une longue période ENSO chaude entre 1990 et 1995 [Trenberth & Hoar, 1996]). Quant à savoir de quelle façon ces deux phénomènes sont liés, la question reste ouverte.

4.5. Comparaison avec d'autres zones climatiques

Dans cette section, nous comparerons le cycle annuel du bilan d'énergie obtenu sur le site de la SMA à 5150 m sur le Glacier Zongo à des bilans d'énergie produits sur des glaciers ou des manteaux neigeux saisonniers appartenant à des zones géographiques différentes. De plus, toujours dans le souci de réaliser des comparaisons, nous appliquerons un modèle de bilan d'énergie développé par Météo-France sur un site alpin, à notre cas particulier de glacier tropical.

4.5.1. Comparaison avec des résultats de la bibliographie

Nous ne prétendons pas faire une revue bibliographique exhaustive de toutes les études de bilan d'énergie qui ont été réalisées sur la neige ou la glace, depuis maintenant plus d'un demi-siècle [Sverdrup, 1936]. Un résumé des études effectuées avant 1980 est donné dans *Male & Granger* [1981]. Nous avons simplement sélectionné quelques travaux remarquables par leur qualité ou par l'originalité de la zone géographique. De plus, nous avons retenu en priorité les études réalisées en condition de fusion ou qui s'étalaient sur une période suffisamment longue pour dégager des caractéristiques du bilan d'énergie propres à la région considérée. Par exemple, pour le Groenland, nous avons choisi de ne pas présenter les mesures de bilan d'énergie réalisées en amont de la zone basse d'ablation [e. g. *Ambach*, 1977 ; *Gruell & Konzelmann*, 1994 ; *Henneken et al.*, 1994]. De même pour l'Antarctique, les études menées au centre de la calotte ne figurent pas.

Les Tableaux 4.4a et 4.4b présentent un certain nombre de mesures de bilan d'énergie. Afin de faciliter la comparaison, le Tableau 4.4a rappelle les caractéristiques de ce bilan sur le Glacier Zongo, en chiffrant l'importance relative de chaque flux d'énergie (+100% correspondant à la totalité de l'énergie disponible en surface du glacier). Le Tableau 4.4b établit la comparaison avec d'autres résultats de bilan d'énergie en donnant la référence, le site de mesure, le type de climat, la période d'étude, les paramètres météorologiques principaux (température et humidité de l'air, vitesse de vent), et les termes du bilan d'énergie en valeur absolue et relative.

D'après ces tableaux, il est clair qu'à la surface d'un glacier ou d'un couvert neigeux, les échanges d'énergie sont presque exclusivement radiatifs ou turbulents. Aussi, dans la suite, nous considérerons successivement la radiation nette et les flux turbulents de chaleur latente et sensible.

4.5.1.1. Radiation nette

Une règle générale se dégage de ces tableaux : la fusion en surface d'un glacier ou d'un manteau neigeux quelconque est en majeure partie, ou même parfois en totalité, contrôlée par les échanges radiatifs [Male & Granger, 1981]. Comme le bilan radiatif grandes longueurs d'onde reste toujours négatif, la source principale d'énergie en surface du glacier ou de la neige correspond au bilan radiatif courtes longueurs d'onde [Plüss, 1997]. Par conséquent, la radiation solaire incidente et l'albédo courtes longueurs d'onde sont les paramètres clés qui vont déterminer la période où la glace/neige rentre en fusion, et la masse de solide qui va changer d'état. Le Glacier Zongo n'échappe pas à cette règle, comme tous les glaciers tropicaux très certainement. En outre, puisque la radiation incidente solaire est peu variable en fonction des saisons ou des années dans la zone

intertropicale (cf. section 2.2.2.3.), l'importance de l'albédo se trouve renforcée. En effet, l'albédo reste le seul paramètre à l'origine des fortes variations de la fusion. Par exemple, sa chute entre les cycles hydrologiques 1996-97 et 1997-98 explique la brutale augmentation de la fusion entre ces deux années.

De plus, il est net que la fusion débute lorsque la radiation solaire incidente devient suffisante pour permettre au bilan radiatif toutes longueurs d'onde de changer de signe (de négatif à positif) [Marks & Dozier, 1992 ; Plüss & Mazzoni, 1994]. Or, sur le site de la SMA, R est presque toujours positif et c'est pour cette raison que la zone d'ablation du glacier demeure constamment en condition de fusion.

Dans ce Tableau 4.4b. on voit que les glaciers de Nouvelle Zélande (ainsi que certains glaciers du Nord de la Patagonie) soumis à un climat tempéré océanique extrêmement humide, constituent une exception à cette règle. En effet, à cause des précipitations intenses de cette zone (plus de 5 m d'eau localement), la zone d'accumulation du glacier est énormément alimentée si bien que sa langue d'ablation descend bas en altitude. Là, au contact des masses d'air océaniques chaudes et humides qui arrivent par advection, le glacier se trouve principalement sous le contrôle des flux turbulents qui maintiennent la partie aval de la zone d'ablation en condition de fusion permanente. Toutefois, ici, la cause de cette fusion ininterrompue est tout autre que pour les glaciers tropicaux.

4.5.1.2. Flux turbulents de chaleur latente et sensible

En importance, ce sont les seconds transferts énergétiques qui gouvernent la fusion de la glace/neige après la radiation nette, exception faite des glaciers de climat tempéré très humide. Comme H domine LE le plus souvent, nous commencerons par traiter de ce flux de chaleur sensible.

- **Flux turbulent de chaleur sensible**

En condition de fusion, H est toujours positif. En effet, comme la température de surface ne peut pas dépasser 0°C et qu'en condition de fusion, la température de l'air est positive, le gradient vertical de température dans la couche limite de surface est positif et il en est de même pour H . Ainsi, les basses couches de l'atmosphère restent stables. On observe cette situation toute l'année sur le site de la SMA avec une alternance de stabilité nocturne forte et diurne modérée. Les seules situations où la couche limite de surface est instable sont celles pendant lesquelles la surface se réchauffe en absorbant une partie de la radiation solaire incidente. C'est le cas de l'été austral en Antarctique par exemple où H est négatif [Bintanja et al., 1997]. Cette situation cesse dès que la température de surface atteint sa borne supérieure de 0°C . Nous avons vu que ce type de situation a parfois lieu le matin sur le site de la SMA du Glacier Zongo, en saison sèche.

Tableau 4.4a. Caractéristiques générales du bilan d'énergie ponctuel du Glacier Zongo pour chaque cycle hydrologique et chaque saison

Références	Site	Altitude	Lat./long.	Type de climat	Dates	Moyennes	Flux moyens en $W\ m^{-2}$ et (en pourcentage)				
						T/RH/u	R	LE	H	G	ΔQ_M
Année 1996 - 97 avec ses deux saisons											
Wagnon et al. [1999]	SMA	5150 m	16S/68W	tropical externe	1/9/96-31/8/97 (F)	-1.8/82/2.4	15.8 (+72)	-18.1 (-83)	6.1 (+28)	0	3.8 (-17)
Wagnon et al. [1999]	SMA	5150 m	16S/68W	tropical externe	1/11/96-28/2/97 (F)	-0.3/84/1.9	12.6 (+74)	-7.3 (-43)	4.4 (+26)	0	9.7 (-57)
Wagnon et al. [1999]	SMA	5150 m	16S/68W	tropical externe	1/5/97-31/8/97	-3.8/83/2.9	9.8 (+31)	-31.3(-100)	9.3 (+30)	0	-12 (+39)
Année 1997 - 98 avec ses deux saisons											
Wagnon et al. [Soumis]	SMA	5150 m	16S/68W	tropical externe	1/9/97-31/8/98 (F)	-0.5/82/2.0	48.7 (+83)	-11.6 (-20)	9.8 (+17)	0	46.9 (-80)
Wagnon et al. [Soumis]	SMA	5150 m	16S/68W	tropical externe	1/11/97-28/2/98 (F)	1.1/82/1.6	59.0 (+92)	-2.3 (-4)	4.9 (+8)	0	61.6 (-96)
Wagnon et al. [Soumis]	SMA	5150 m	16S/68W	tropical externe	1/5/98-31/8/98 (F)	-2.6/82/2.4	55.4 (+81)	-21.4 (-31)	13.3 (+19)	0	47.3 (-69)

F signifie que la surface est en condition de fusion, T, RH et u (en °C, % et $m s^{-1}$ respectivement) sont les moyennes pour la période d'étude considérée

Tableau 4.4b. Comparaison avec des résultats de bilan d'énergie obtenus sur des glaciers ou des manteaux neigeux saisonniers de zones climatiques variées

Références	Site	Altitude	Lat./long.	Type de climat	Dates	Moyennes	Flux moyens en $W\ m^{-2}$ et (en pourcentage)				
						T/RH/u	R	LE	H	G	ΔQ_M
Alpes françaises, suisses, autrichiennes											
Pliuss & Mazzoni [1994]	Davos	2540 m	47N/10E	tempéré	3/4/92-18/5/92 (F)	2.0/?/4.0	36 (+92)	-1 (-3)	3 (+8)	0	38 (-97)
De la Casinière [1974]	<u>Mt Blanc</u>	3550 m	46N/7E	tempéré	1/7/68-25/7/68 (F)	0.3/?/2.5	21 (+81)	-5 (-19)	5 (+19)	0	21 (-81)
Escher-Vetter [1985]	<u>Vernagtfern.</u>	2800 m	46N/10E	tempéré	1/6/82-30/9/82 (F)	7/?/?	51 (+54)	-42 (-45)	43 (+46)	0	52 (-55)
Pyrénées											
Mcgregor & Gellatly [96]	<u>Taillon</u>	2526 m	43N/0W	tempéré	29/6/94-2/7/94 (F)	13.9/46/2.5	92.2 (+66)	0	46.5 (+34)	0	139 (-100)

Amérique du Nord

Marks & Dozier [1992]	S. Nevada	2800 m	36N/118W	tempéré	1/11/86-31/7/87 *	3.4/60/4.5	35 (+51)	-54 (-79)	33 (+49)	0	14 (-21)
Marks & Dozier [1992]	S. Nevada	3080 m	36N/118W	tempéré	1/11/86-31/7/87 *	2.4/61/7.0	23 (+36)	-64 (-100)	39 (+61)	0	-2 (+3)
Cline [1997]	Colorado	3517 m	40N/105W	continental	5/5/94-6/6/94 (F)	4.4/56/5.1	49.5 (+60)	-17.5 (-21)	33.3 (+40)	0	65.3 (-79)
Cline [1997]	Colorado	3517 m	40N/105W	continental	1/6/95-16/7/95 (F)	5.7/58/5.2	48.7 (+42)	-9.8 (-8)	66.6 (+58)	0	105.5 (-92)

Chine

Hong et al. [1992]	Tien Shan	1776 m	43N/84E	tempéré	26/3/87-13/4/87 (F)	2/80/1	39.1 (+77)	-1.5 (-3)	11.7 (+23)	0	49.3 (-97)
--------------------	-----------	--------	---------	---------	---------------------	--------	------------	-----------	------------	---	------------

Nouvelle Zélande

Moore [1983] **	Temple basin	1450 m	45S/170E	tempéré humide	28/10/82-9/11/82 (F)	4/90/3.5	19.7 (+16)	31.2 (+25)	69.4 (+57)	0	123 (-100)
Moore [1983]	Ski basin	1550 m	45S/170E	tempéré humide	28/10/82-9/11/82 (F)	8/60/4.8	27.8 (+18)	5.8 (+4)	119 (+78)	0	153 (-100)
Ishikawa et al. [1992]	Fr. Joseph	500 m	43S/170E	tempéré humide	4/6/88-6/6/88 (F)	7.5/72/2.3	-6.0 (-13)	9.7 (+20)	38.0 (+80)	0	41.7 (-87)
Ishikawa et al. [1992]	Fr. Joseph	500 m	43S/170E	tempéré humide	9/2/90-13/2/90 (F)	14.0/63/5.8	111 (+21)	132 (+25)	295 (+54)	0	538 (-100)

Argentine (Patagonie)

Takeuchi et al. [1995a,b]†	Moreno	330 m	50S/73W	tempéré	12/11/93-27/11/93 (F)	7.9/56/4.9	140 (+53)	126 (+47)	-9 (-3)	0	257 (-97)
Takeuchi et al. [1995]	Tyndall	700 m	51S/73W	tempéré	9/12/93-17/12/93 (F)	5.1/75/6.6	137 (+51)	111 (+42)	19 (+7)	0	267 (-100)

Suède

Hock & Holmgren [1996]	Storglaciären	1350 m	68N,18E	subpolaire	19/7/94-28/8/94 (F)	5.4/?/2.5	74.8 (+66)	5.7 (+5)	32.9 (+29)	-3.4 (-3)	110 (-97)
------------------------	---------------	--------	---------	------------	---------------------	-----------	------------	----------	------------	-----------	-----------

Antarctique

Bintanja et al. [1997]	Maud Land	1150 m	74S/11W	polaire	1/4/88-30/3/89	-19/69/4.4	-6.9 (-56)	-5.0 (-41)	12.1 (+98)	0.2 (+2)	0
Bintanja & Broeke [1995]	idem (glace)	1170 m	74S/11W	polaire	28/12/92-10/2/93	-8.3/51/4.9	42.4 (100)	-28.7 (-68)	-7.2 (-17)	-6.5 (-15)	0
Bintanja & Broeke [1995]	idem (neige)	1260 m	74S/11W	polaire	28/12/92-10/2/93	-9.8/52/4.2	7.7 (+47)	-15.1 (-92)	8.7 (+53)	-1.3 (-8)	0

Groënland

Konzelmann & Br. [1995]	Kronprins	380 m	80N, 24W	polaire	8/7/93-27/7/93 (F)	4.5/?/5.5	115 (+65)	-22 (-12)	62 (+35)	-18 (-10)	137 (-78)
Van den Broeke [1996b]	Sondre	340 m	67N/50W	polaire	10/6/91-31/7/91 (F)	4.7/?/5.1	118 (+67)	<1 (0)	58 (+33)	0	176 (-100)

Lorsque le site est souligné, il s'agit d'un glacier. Sinon, c'est un manteau neigeux saisonnier. F signifie que la surface est en condition de fusion. T, RH et u (en °C, % et m s⁻¹ respectivement) sont les moyennes pour la période d'étude considérée

* Le site est en conditions de fusion à partir de mars/avril. Les moyennes de T, RH et u sont des moyennes annuelles et non seulement pour les 9 mois de mesures.

** Dans cette étude, P n'est pas négligeable et apporte 2% de l'énergie disponible à la fusion.

† Takeuchi et al. [1995b] présentent une comparaison avec tous les autres résultats de bilan d'énergie obtenus en Patagonie (e.g. Kobayashi & Saito [1985] ; Kondo & Inoue [1988] ; Fukami & Naruse [1987])

Malgré la forte stabilité qui tend à limiter les flux turbulents, H est en général assez fort sur les glaciers ou couverts neigeux tempérés ou polaires, alors qu'il reste faible sur le Glacier Zongo. En effet, pendant la période de fusion des glaciers tempérés ou polaires, la température de l'air est nettement positive car l'isotherme 0°C remonte haut en altitude. Or, plus la température de l'air est positive, plus son gradient vertical dans la couche limite de surface est fort et plus H est important (cf. équations 3.16 et 3.20). Quand la température de l'air au voisinage de la surface est proche de 5°C, la contribution de H au bilan d'énergie est toujours au moins de l'ordre de 1/3. En climat tropical, la température de l'air montre peu de variabilité saisonnière, l'isotherme 0°C demeure toujours à peu près à la même altitude (vers 5000 - 5100 m) si bien que le gradient vertical de température de l'air n'est jamais suffisamment fort pour permettre à H d'atteindre des valeurs élevées. Lors du cycle hydrologique 1997-98, comme la température de l'air a été 1.3°C plus élevée que pour le cycle précédent, les valeurs de H ont été légèrement plus fortes, mais sont restées bien en deçà de ce que l'on observe sur les glaciers des autres zones géographiques.

Plus on se rapproche du front du glacier, plus la température de l'air est élevée et donc plus le flux de chaleur sensible est fort. Toutefois, comme l'altitude du front (4900 m) est voisine de celle de l'isotherme 0°C, la différence de température entre l'air et la surface est limitée et la contribution de H reste modérée.

- **Flux turbulent de chaleur latente**

En condition de fusion, du fait de la forte stabilité, LE reste en général très faible sur les glaciers tempérés ou polaires et de toutes façons, sa contribution est systématiquement plus faible que celle de H ($LE + H > 0$). De plus, LE est fonction du gradient vertical d'humidité spécifique donc de pression de vapeur immédiatement au-dessus de la surface (cf. équations 3.17 et 3.21). Or, comme l'humidité relative dans la couche limite de surface oscille entre 50 et 90%, que la température de l'air est toujours positive de l'ordre de 2 à 5°C, alors la pression de vapeur varie aux alentours de 5.5 à 6 hPa. En surface, la neige/glace fond, la pression de vapeur correspond à la pression de vapeur saturante à 0°C soit 6.1 hPa. Par conséquent, le gradient vertical de pression de vapeur est toujours faible ce qui explique pourquoi le flux de chaleur latente est le plus souvent négligeable, ou légèrement négatif. Sur le site de la SMA du Glacier Zongo, comme la température de l'air est plus basse, bien que l'humidité relative reste élevée, le gradient de pression de vapeur donc d'humidité spécifique est largement plus négatif ce qui conduit à un flux de chaleur latente toujours strictement négatif et important, matérialisé par une sublimation surtout intense en saison sèche, saison la plus froide sur le glacier. Une seule fois, dans les périodes figurées dans le Tableau 4.4a, la température moyenne de l'air est restée positive (saison humide 1997-98, $T = 1.1^{\circ}\text{C}$) et parallèlement, la contribution du flux de chaleur sensible a dépassé celle du flux de chaleur latente, négligeable dans cette situation. La moindre importance de LE pendant l'année 1997-98 par rapport à l'année précédente est à relier à l'augmentation de la température moyenne qui a entraîné une chute des gradients verticaux d'humidité spécifique dans la couche limite de surface.

De plus, la forte rugosité de la surface des glaciers de la zone tropicale externe due à la présence de pénitents en saison sèche, favorise la turbulence et contribue ainsi à expliquer pourquoi le flux de chaleur latente est important à cette latitude.

En condition de fusion, LE est toujours négatif sauf sur les glaciers de Nouvelle Zélande dont la zone d'ablation reçoit de l'air maritime chaud et tellement chargé en vapeur d'eau qu'il y a condensation en surface du glacier.

Lorsque le glacier n'est pas en condition de fusion, la contribution de LE est en général supérieure à celle de H ($LE + H < 0$) [Marks & Dozier, 1992, entre novembre et mars ; Bintanja & Van den Broeke, 1995]. Dans ces conditions, l'ablation locale est due à la sublimation qui est d'autant plus forte que la vitesse du vent est élevée. C'est le cas par exemple de l'étude de Marks & Dozier [1992] réalisée sur des sites bien plus ventés que la SMA du Glacier Zongo.

4.5.1.3. Conclusion : particularités de ce bilan d'énergie

Pour conclure cette section, rappelons les différences qui existent entre le bilan d'énergie mesuré à la SMA à 5150 m sur le Glacier Zongo, bilan considéré comme représentatif des glaciers de la zone tropicale externe, et le bilan d'autres glaciers soumis à des climats variés :

- La radiation nette positive toute l'année maintient la zone d'ablation du glacier en condition de fusion permanente. La source principale d'énergie correspond donc au bilan radiatif courtes longueurs d'onde, contrôlé par l'albédo, paramètre fondamental à l'origine des variations de la fusion superficielle. Les glaciers tropicaux sont les seuls glaciers du monde qui présentent une fusion ininterrompue dans leur zone d'ablation due principalement à la radiation. Certains glaciers à forte accumulation possèdent aussi une zone d'ablation basse en altitude qui peut être constamment en fusion (Nouvelle Zélande, certaines régions de la Norvège ou de la Patagonie). Cependant, dans ce cas, c'est le flux de chaleur sensible qui domine.
- Comme pour tout glacier en condition de fusion, le flux de chaleur sensible est positif. Toutefois, dans la zone intertropicale, H reste toujours positif dans la zone d'ablation, peu variable et faible selon la période de l'année en relation avec l'amplitude thermique annuelle limitée.
- Contrairement aux glaciers des zones tempérées ou polaires en condition de fusion, la contribution du flux de chaleur latente est supérieure à celle de H ($LE + H < 0$) et se traduit par une sublimation intense. Cette caractéristique est à attribuer aux gradients d'humidité spécifique plus forts sur les glaciers tropicaux, et à la présence de pénitents qui accroissent la rugosité de surface.

Trop peu d'études de bilan d'énergie ont été menées sur des glaciers de la zone tropicale interne. Toutefois, il semble que les caractéristiques de leur bilan énergétique soient comparables à celles des glaciers de la zone tropicale externe. En effet, Hope et al. [1976] (p. 77) ont réalisé des mesures pendant quelques heures, en février 1972, de la radiation nette et des flux turbulents dans la zone d'ablation du Glacier Meren (Nouvelle Guinée, 4°S, 137°W, 4434 m) : R domine le bilan, H est positif et LE, supérieur à H en valeur absolue, est responsable d'une perte de masse par sublimation. Ces résultats sont en accord avec des mesures réalisées par Platt [1966] sur le Glacier Lewis (Mont Kenya).

4.5.2. Application du modèle *Crocus* de Météo-France

Crocus est un modèle unidimensionnel d'évolution du manteau neigeux, développé au Centre d'Étude de la Neige dans le cadre de la prévision du risque d'avalanches. À partir de l'évolution des paramètres météorologiques horaires au-dessus de la surface et d'un état initial connu, il est capable de faire évoluer sur un site donné les paramètres internes du manteau et calculer le bilan d'énergie de surface. À l'origine, ce modèle a été calibré et testé sur un couvert neigeux saisonnier dans les Alpes françaises, au Col de Porte, à 1320 m d'altitude, durant l'hiver 1986-87.

Initialement, nous avons décidé d'appliquer *Crocus* sur le site de la SMA afin de disposer d'un modèle physique de bilan d'énergie dans le but de spatialiser les résultats ponctuels obtenus à 5150 m à l'ensemble du bassin versant du Glacier Zongo. Couplé à un modèle hydrologique, ce modèle spatialisé de bilan d'énergie peut, par exemple, permettre de reconstituer les débits du torrent émissaire, ou prévoir l'évolution des ressources en eau apportées par les glaciers en fonction des scénarios de changements climatiques envisagés. Pour atteindre cet objectif, plusieurs étapes sont nécessaires. La première consiste à traiter les paramètres météorologiques collectés par la SMA pour qu'ils soient utilisables comme données d'entrée de *Crocus*. La seconde correspond à appliquer le modèle. Selon les résultats, en troisième étape, il est indispensable d'adapter *Crocus* au cas particulier de ce glacier tropical. Enfin, la quatrième étape sera la réalisation du modèle spatialisé à partir de la version adaptée de *Crocus*. Ce travail est en cours de développement et l'étape 3 n'est pas encore achevée.

Comme ce modèle a été validé et testé sur un site alpin soumis à un climat tempéré, une application brute de *Crocus* sur un site tropical (en gardant tous les paramètres égaux par ailleurs) peut servir de comparaison (étape 2). En effet, une analyse des différences entre les résultats obtenus par *Crocus* et ceux exposés en section 4.2. pourra nous renseigner sur les caractéristiques du bilan d'énergie des glaciers de la zone tropicale externe.

Dans cette section, nous présenterons d'abord les fondements du modèle et la façon de l'appliquer sur le site de la SMA pour ensuite commenter les résultats afin de caractériser le bilan d'énergie du Glacier Zongo.

4.5.2.1. Description du modèle *Crocus*

Ce modèle a été développé en deux temps [Brun *et al.*, 1989 et 1992]. Dans sa première version (1989), il décrivait uniquement l'évolution énergétique du manteau neigeux. En 1992, la gestion des métamorphoses de la neige a été introduite. Cela a permis d'améliorer la paramétrisation de l'albédo, de l'absorption du rayonnement solaire et le tassement.

Le principe du modèle est illustré par la Figure 4.14. À partir d'un état initial du manteau neigeux décrit par ses variables internes (température, densité, teneur en eau liquide et taille des grains pour chaque couche de neige) et de l'évolution des paramètres météorologiques (température et humidité de l'air, vitesse du vent, rayonnement solaire incident direct et diffus, rayonnement infrarouge incident, nébulosité, quantités, phases et températures des précipitations), *Crocus* calcule l'évolution interne du manteau neigeux. Pour cela, la couverture neigeuse est considérée comme un empilement de couches parallèles à la pente, et les échanges de masse et d'énergie sont projetés perpendiculairement à la pente. Les phénomènes physiques qui gouvernent l'évolution interne du manteau neigeux sont la métamorphose de la neige elle-même contrôlée par le

bilan d'énergie. Dans cette étude sur le Glacier Zongo, nous n'aborderons pas les problèmes de métamorphose de la neige. Aussi, les processus physiques qui y sont liés ne seront pas décrits ici (cf. *Brun et al.* [1992] pour une description). Par contre, comme le bilan d'énergie nous intéresse plus directement, la paramétrisation des échanges énergétiques utilisée dans le modèle est résumée dans la section suivante.

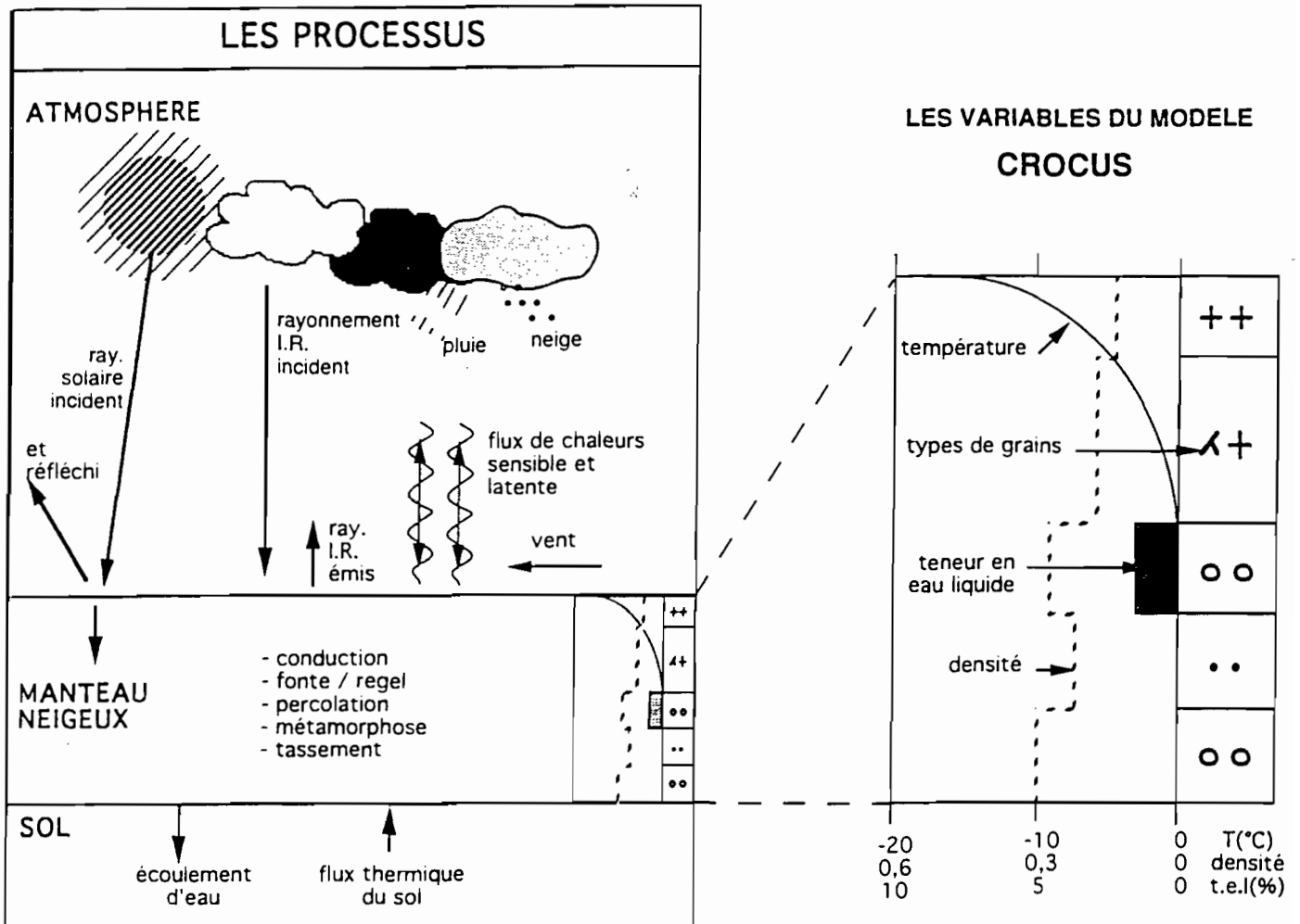


Figure 4.14. Illustration des différents processus à prendre en compte pour la simulation du manteau neigeux et les variables du modèle Crocus (d'après Brun et al. [1989 et 1992])

4.5.2.2. Paramétrisation de *Crocus*

• Rayonnement solaire

Comme l'albédo varie fortement en fonction de la longueur d'onde, le domaine solaire a été divisé en trois bandes spectrales. La répartition du rayonnement solaire incident dans ces trois bandes dépend de la nébulosité. Les paramétrisations ont été proposées par *Sergent et al.* [1993] (cité dans *Martin* [1995]) et sont reportées dans le Tableau 4.5. L'albédo, très fort dans le spectre visible, diminue nettement dans le proche infrarouge. L'âge de la couche intervient pour décrire la diminution de l'albédo dans la bande 0.3 - 0.8 μm due aux dépôts continuels d'aérosols et de poussières. Cette dernière paramétrisation a été calée sur les données du laboratoire du Col de Porte.

Tableau 4.5. Paramétrisation de l'albédo de la neige en fonction du diamètre optique des grains de neige (d_n en μm) et de l'âge de la neige (en jours)

Bande spectrale	0.3 - 0.8 μm	0.8 - 1.5 μm	1.5 - 2.8 μm
Albédo	$0.96 - 1.58 d_n^{-1/2} - 0.2(\text{âge}/60)$	$0.95 - 15.4 d_n^{-1/2}$	$346 d_n - 32.31 d_n^{1/2} + 0.88$

Le rayonnement solaire qui pénètre dans le manteau neigeux est progressivement absorbé au passage des couches. La quantité d'énergie absorbée par une couche d'épaisseur δz dans une des trois bandes spectrales est donnée par :

$$Q_{abs} = SW (1 - e^{-\beta \delta z}) \tag{4.2}$$

avec SW , énergie solaire au sommet de la couche et β , le coefficient d'absorption. Les valeurs de ce coefficient varient en fonction du diamètre optique des grains et de la masse volumique ρ_n de la neige (Tableau 4.6). L'extinction est faible dans le domaine visible, puis augmente fortement pour devenir infinie au-delà de 1.5 μm .

Tableau 4.6. Paramétrisation du coefficient d'absorption de la neige en fonction du diamètre optique des grains de neige (d_n en μm) et de la masse volumique de la neige (ρ_n en kg m^{-3})

Bande spectrale	0.3 - 0.8 μm	0.8 - 1.5 μm	1.5 - 2.8 μm
Coeff. d'absorption	$0.0192 \rho_n d_n^{-1/2}$	$0.1098 \rho_n d_n^{-1/2}$	∞

• Rayonnement infrarouge

Le rayonnement thermique incident est absorbé sur une épaisseur très faible et sera affecté à la couche de surface du modèle. On considère que cette même couche émet un rayonnement infrarouge équivalent à celui d'un corps noir à la température de surface de la neige.

• Échanges turbulents de chaleurs sensible et latente

Les flux turbulents sont modélisés à partir de la vitesse du vent (u en m s^{-1}), de la température et de l'humidité de l'air (T et q en $^{\circ}\text{C}$ et g kg^{-1} respectivement), et de la

température de surface de la neige calculée par le modèle (T_s en °C). Les formules utilisées sont inspirées de la *bulk method* (cf. section 3.3.2.) sans correction de stabilité :

$$H = \rho C_p C u (T - T_s) \quad (4.3)$$

$$LE = \rho L_s C u (q - q_s) \quad (4.4)$$

avec ρ , la masse volumique de l'air (kg m^{-3}), C_p , la chaleur spécifique de l'air, C , le coefficient d'échange, L_s , la chaleur latente de sublimation (en J kg^{-1}), q_s , l'humidité spécifique de la surface supposée à saturation (en g kg^{-1}). Le coefficient d'échange supposé identique pour H et LE , a été ajusté expérimentalement sur le site du Col de Porte. Les résultats ont conduit à introduire une paramétrisation indépendante de la stabilité de l'air :

$$C = k^2 [\ln(z/z_{0m})]^2 \quad (4.5)$$

k est la constante de Von Karman ($k = 0.4$), z est la hauteur de mesure de la vitesse du vent, de la température et de l'humidité de l'air et z_{0m} est la longueur de rugosité aérodynamique (z_{0m} est pris égal à 1 cm).

- **Flux conductif dans la neige**

La conductivité thermique de la neige/glacé K de l'équation 3.32 est remplacée par le coefficient de conduction effectif λ_e de la neige proposé par *Yen* [1981] (cité dans *Martin* [1995]) :

$$K = \lambda_e = \lambda_i (\rho_n/\rho_w)^{1.88} \quad (4.6)$$

λ_i est le coefficient de conduction de la glace (en $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$), ρ_n et ρ_w les masses volumiques de la neige et de l'eau respectivement (en kg m^{-3}). Une limite inférieure de λ_e est calée en fonction des vitesses de regel des couches de neige sous la neige récente.

- **Prise en compte des précipitations, de la percolation et du tassement**

Les quantités de précipitations sont des données d'entrée de *Crocus*. Les chutes de neige sont prises en compte grâce à l'ajout de nouvelles couches numériques dans le modèle. Les caractéristiques de la neige fraîche sont les suivantes : température égale à la température de surface, densité donnée par une formule dépendant de la température et du vent [*Pahaut*, 1976] (cité dans *Martin*, [1995]).

Une fois estimé heure après heure le bilan d'énergie de chaque couche du manteau neigeux, la fusion et la percolation sont calculées, et le tassement des couches sous l'effet du poids des couches supérieures est pris en compte.

4.5.2.3. Fonctionnement de *Crocus*

Dans ce modèle unidimensionnel, le manteau neigeux est divisé en couches parallèles au sol. *Crocus* gère lui-même leur épaisseur afin de garder une maille fine proche de la surface (quelques millimètres), et un nombre total de couches inférieur à 50. Le pas de temps est de 15 minutes.

À cause des changements de phase toujours possibles, la température et la teneur en eau liquide ne peuvent évoluer simultanément. On calcule d'abord l'évolution du profil de température, puis le profil obtenu est modifié pour obtenir des états thermodynamiques cohérents en imposant les changements de phase nécessaires (fonte ou regel). Une fois réalisée cette opération et que le nouveau profil de température est connu ainsi que le regel ou la fonte des différentes couches, la percolation est calculée.

Ensuite sont effectués le calcul du tassement et l'ajout éventuel de nouvelles couches de neige fraîche. Les paramètres décrivant les types de grains évoluent toutes les heures.

4.5.2.4. Travaux préliminaires pour appliquer *Crocus* au Zongo

Les paramètres météorologiques indispensables en entrée de *Crocus* ne sont pas tous disponibles sur le site de la SMA. Aussi, il a fallu procéder à quelques modifications ou simplifications.

Nous avons considéré que la part des rayonnements diffus et direct était identique si bien que la radiation solaire incidente mesurée par la SMA a été divisée par deux pour obtenir ces deux paramètres [Plüss, 1997]. Le rayonnement infrarouge incident n'étant pas mesuré à 5150 m sur le Glacier Zongo, nous avons modifié le code *Crocus* pour entrer le bilan radiatif grandes longueurs d'onde (obtenu sur le site de la SMA à partir de la radiation nette toutes longueurs d'onde et des radiations courtes longueurs d'onde incidente et réfléchie). Afin de s'affranchir des problèmes de "couche chaude" discutés en section 3.3.3.2., nous avons utilisé les mesures de vitesse de vent, de température et d'humidité de l'air effectuées à 30 cm au-dessus de la surface et non pas à 180 cm qui est une hauteur plus standard. La nébulosité a été estimée en comparant la radiation courtes longueurs d'onde incidente mesurée à 5150 m à la radiation solaire extra-terrestre théorique, comme décrit en section 3.2.3.1. En ce qui concerne les précipitations, elles sont toujours sous forme solide à 5150 m, une estimation des quantités journalières est fournie par les mesures effectuées à 4770 m augmentées de 20% (cf. section 2.1.3.1.) et leur température est celle de l'air. Ces quantités journalières sont réparties également entre toutes les heures de la journée où la nébulosité est proche de 1.

Pour appliquer *Crocus*, il est nécessaire de disposer d'une période sans lacune dans les données. Les tests ont donc été réalisés entre le 20 septembre 1996 et le 26 juillet 1997, la plus longue période continue disponible. En septembre 1996, la glace affleurait en surface du glacier. En guise de profil initial, nous avons donc considéré un empilement de 10 couches de glace c'est-à-dire de la vieille neige de densité 0.917, constituée de gros grains ronds de diamètre 5 mm, température 0°C, teneur en eau nulle.

4.5.2.5. Résultats des simulations sur la période 20/09/96 - 26/07/97

La Figure 4.15 compare l'albédo, la radiation nette et les flux turbulents journaliers calculés par *Crocus* avec l'albédo et la radiation nette mesurés sur le site de la SMA et les flux turbulents obtenus avec la méthode de Monin-Obukhov adaptée (cf. section 3.3.). Les résultats sont globalement mauvais comme le soulignent les coefficients de corrélation présentés dans le Tableau 4.7.

Tableau 4.7. Coefficients de corrélation simple entre les résultats journaliers de *Crocus* et les mesures de la SMA ou les calculs des flux présentés en section 4.2.3.1., sur la période 20/9/96 - 26/7/97 (309 jours).

	α	R	LE	H	G
r^2	0.39	0.00	0.22	0.01	0.30
équation	$0.21x+0.67$	$0.04x-13$	$0.7x+8.8$	$-0.05x+1.7$	$0.4x+0.6$

L'équation de corrélation correspond au résultat de *Crocus* exprimé en fonction des mesures de la SMA (α et R) ou des calculs de la section 4.2.3.1. (LE , H et G).

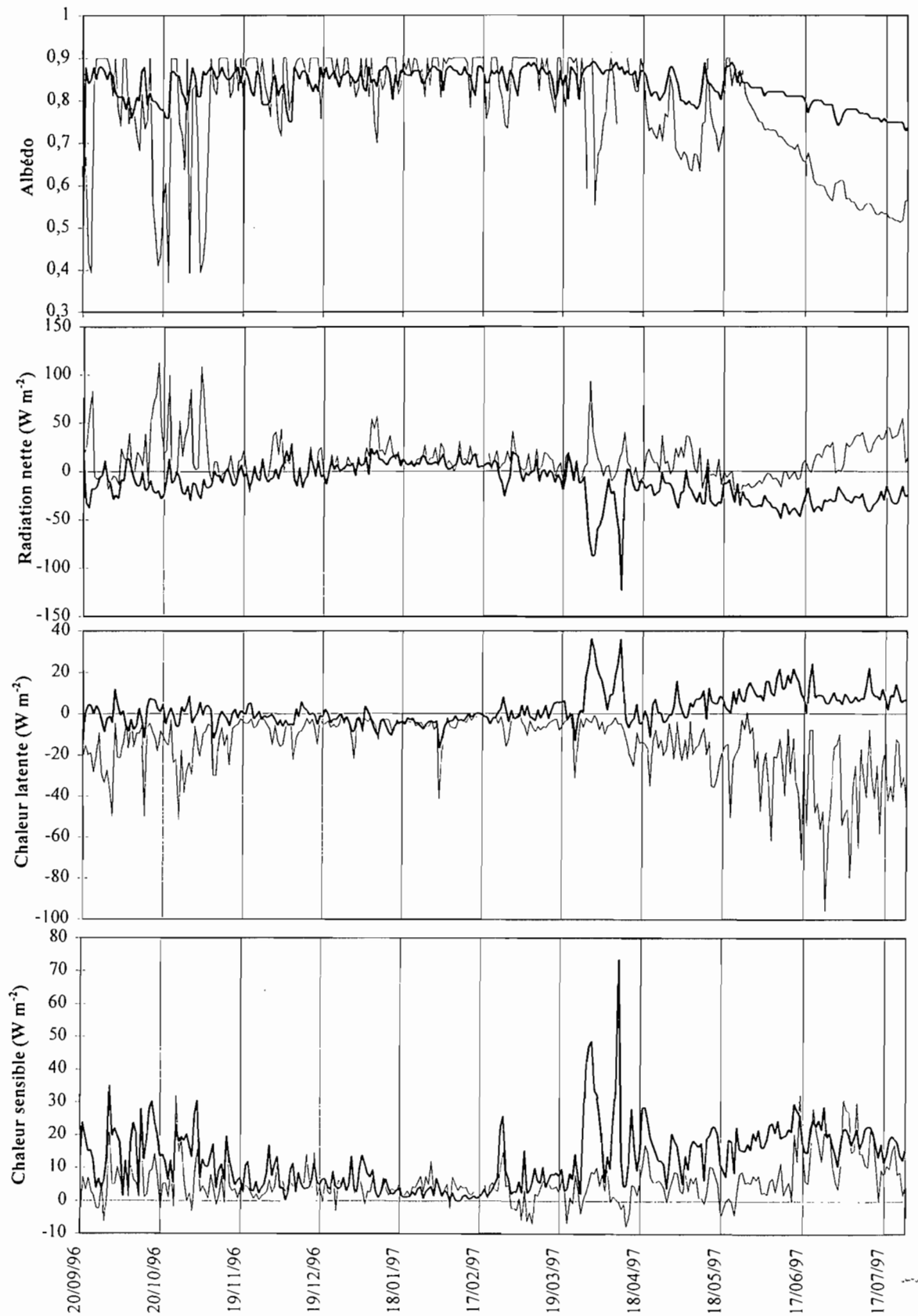


Figure 4.15. Comparaison entre les résultats en moyennes journalières du modèle Crocus (trait épais) et ceux présentés en section 4.2. (trait fin) (20/09/96 - 26/07/97)

- **Albédo et radiation nette toutes longueurs d'onde**

La paramétrisation de l'albédo ajustée sur un site alpin et utilisée dans *Crocus* n'est pas du tout adaptée au site du Glacier Zongo, à 5150 m. Les divergences observées dans la Figure 4.15 sont dues d'une part au fait qu'il s'agit de la zone d'ablation d'un glacier où de la glace affleure épisodiquement, et d'autre part à une décroissance mal paramétrée de l'albédo en fonction de l'âge de la neige. En effet, le modèle *Crocus* a été développé pour un couvert neigeux saisonnier et non pour un glacier. Or figurer de la glace vive, sale et rugueuse de la surface d'ablation par de la neige vieille et dense (densité 0.917) conduit à de très fortes imprécisions sur la valeur de l'albédo. Ainsi, dès que la couverture neigeuse au-dessus du glacier s'amincit ou disparaît, la glace sale se rapproche de la surface ou affleure même et l'albédo réel chute, alors que les valeurs d'albédo de *Crocus* restent bien trop élevées. On observe ce type de problème en début et fin de saison des pluies (septembre à début novembre et mars). Pour cette raison, l'albédo simulé par *Crocus* présente une variabilité moindre par rapport à la réalité. De plus, lorsque débute la saison sèche, l'albédo décroît régulièrement à mesure que la couche de surface vieillit. La décroissance de l'albédo modélisée n'est pas aussi rapide que la décroissance réelle. Ceci ne peut s'expliquer que par une paramétrisation inadaptée à la zone géographique du Glacier Zongo. En effet, dans les conditions tropicales, il semble que les métamorphoses de la neige soient plus rapides qu'en conditions tempérées, ce qui conduit à une chute plus brutale de l'albédo. En outre, la formation de pénitents à cette période, typique de cette zone tropicale, doit jouer un rôle important sur l'albédo qui n'est bien sûr pas pris en compte dans le modèle. Enfin, il est bien évident qu'une paramétrisation ajustée sur un site boisé (Col de Porte) ne s'adapte pas au site désertique du Glacier Zongo qui doit recevoir une quantité supérieure d'aérosols et de poussières.

Par conséquent, en saison sèche, l'albédo simulé par le modèle est systématiquement surestimé. En pleine saison humide, lorsque le manteau neigeux qui recouvre la glace est suffisant, on se retrouve dans une situation plus classique pour *Crocus* qui, cette fois, simule d'une façon raisonnable l'albédo, malgré une variabilité à l'échelle de quelques jours un peu sous-évaluée.

La radiation nette, dont les variations sont en majorité contrôlées par celle de l'albédo, présente forcément les mêmes caractéristiques : la seule période où elle est raisonnablement simulée correspond au cœur de la saison humide. Le reste du temps, sa variabilité n'est pas reproduite et comme l'albédo est surestimée, la radiation nette modélisée est souvent négative alors qu'en réalité, celle-ci est nettement positive.

- **Flux turbulents**

L'état de turbulence de la couche limite atmosphérique dépend de la quantité d'énergie disponible en surface. Or la source d'énergie principale est la radiation nette qui sert donc de moteur à cette turbulence. Par conséquent, si la radiation nette est mal reproduite en surface du glacier, les flux turbulents ne pourront pas être correctement modélisés. C'est effectivement le cas sauf en saison humide lorsque le manteau neigeux est assez épais et que l'albédo est bien reproduit. Les divergences peuvent même être extrêmes en saison sèche. En effet, au lieu d'avoir une radiation nette largement positive, celle-ci correspond à un puits d'énergie qui devrait conduire à une baisse importante de la température de surface, et donc de la température de l'air. D'après les données d'entrée, cette chute de température de l'air n'existe pas donc le modèle doit combler ce puits d'énergie en augmentant anormalement les flux turbulents qui sont tous deux positifs. La

mauvaise paramétrisation de l'albédo est donc bien à l'origine d'une incohérence complète du bilan d'énergie. De même, les valeurs extrêmes de R, LE et H simulées par *Crocus* les 29/3 et 10/4/97 trouvent leur explication dans une surestimation flagrante de l'albédo.

4.5.2.6. Conclusions

À partir de cette simulation brute (en gardant tous les paramètres égaux par ailleurs), il est possible de tirer des conclusions d'une part sur l'originalité du site du Glacier Zongo et de son bilan d'énergie et d'autre part, sur la faisabilité d'utiliser *Crocus* pour réaliser une extrapolation spatiale de ce bilan.

- **Originalité du bilan d'énergie du Glacier Zongo**

Cette analyse comparative souligne encore l'importance fondamentale de l'albédo dans le bilan d'énergie. En effet, une mauvaise simulation de ce paramètre entraîne une perturbation complète de ce bilan. Ainsi, l'albédo contrôle la quantité d'énergie qui sera disponible pour la fusion et influence aussi indirectement l'état de turbulence de la couche limite atmosphérique.

De plus, les résultats montrent que la saison humide sur le Glacier Zongo s'apparente à une situation assez classique de manteau neigeux en cours de fusion, sous climat tempéré. La fonte est contrôlée par la radiation nette positive, les flux turbulents sont de signe opposé et s'annulent, la sublimation est réduite. À l'inverse, les divergences nettes entre le modèle et les résultats établis antérieurement pendant la saison sèche prouvent que cette situation, typique de ce climat subtropical, n'a rien de commun avec ce que l'on peut observer en climat tempéré. La forte sublimation à l'origine du développement des pénitents, les métamorphoses plus rapides dans la neige sont des phénomènes particuliers à cette région climatique du Glacier Zongo visibles dans le bilan d'énergie.

- **Suggestions pour adapter *Crocus* au Glacier Zongo**

Dans l'optique de développer un modèle de bilan d'énergie adapté au Glacier Zongo, *Crocus* semble être un outil intéressant car il est d'ores et déjà efficace lorsque le glacier est recouvert d'un manteau neigeux suffisamment épais. Cependant, dès que la glace affleure en surface, ce modèle révèle son incapacité à estimer le bilan d'énergie sur un glacier, dans ces conditions climatiques particulières. Ceci est tout à fait logique puisqu'il a été développé sur un manteau neigeux saisonnier et non un glacier, et dans des conditions de climat tempéré. Des modifications de sa paramétrisation sont donc indispensables si l'on veut disposer d'un outil utilisable.

Bien sûr, il est possible de changer facilement la paramétrisation de l'albédo pour obtenir une décroissance plus rapide en fonction de l'âge de la couche superficielle. Ou encore, une amélioration simple consiste à faire varier la longueur de rugosité aérodynamique comme on le fait dans la méthode exposée en section 3.3. Toutefois, nous avons constaté que ces modifications n'amélioreraient pas suffisamment le modèle pour le rendre utilisable. Par conséquent, de nouvelles transformations de fond doivent être entreprises.

Dans un premier temps, par souci de vérifier si *Crocus* simule correctement les flux turbulents sur le site de la SMA, il serait judicieux de modifier son code pour entrer directement la radiation nette mesurée et, à partir de cette donnée, laisser le modèle

calculer LE et H. Ceci permettra de constater si le coefficient d'échange C utilisé dans *Crocus* est adapté à notre site d'étude.

Ensuite, si l'on veut extrapoler spatialement et que la radiation nette ne peut plus être une donnée d'entrée du modèle (parce qu'elle ne peut pas être ni mesurée, ni estimée directement à toute altitude), une reparamétrisation complète de l'albédo semble incontournable. Une paramétrisation particulière pour la glace doit être envisagée indépendamment de la métamorphose de la neige. En outre, la présence de pénitents et d'une forte rugosité doit être appréhendée. Enfin, il est nécessaire de mieux séparer la radiation solaire incidente en rayonnements direct et diffus.

En tentant d'adapter *Crocus*, nous nous sommes aperçus qu'un travail important d'étude de phénomènes physiques à l'origine des changements rapides de l'albédo était nécessaire. Ce travail n'a pu être réalisé dans le temps imparti à cette thèse.

4.6. Conclusion

Comme la grande majorité des glaciers du monde, le bilan d'énergie à 5150 m sur le Glacier Zongo est dominé par la radiation nette. Par conséquent, l'albédo est le paramètre fondamental de ce bilan car ses fluctuations ont une influence directe et majoritaire sur la source d'énergie en surface du glacier. Le flux turbulent de chaleur sensible, réduit comparé à celui mesuré sur les glaciers des latitudes tempérées ou polaires en situation de fusion, est responsable d'un apport d'énergie non négligeable en surface du glacier. Enfin, la principale différence avec les glaciers des autres régions climatiques provient du flux turbulent de chaleur latente, négatif toute l'année et très fort en saison sèche où il correspond à une perte de masse par sublimation loin d'être négligeable. L'humidité spécifique et dans une moindre mesure, la hauteur de rugosité de calage, avec leur contrôle sur le flux de chaleur latente, sont donc des paramètres importants de ce bilan énergétique.

Sur les glaciers de la zone tropicale externe, la sublimation est un processus d'ablation dont il faut absolument tenir compte. D'une part, il est responsable du développement de formes particulières d'ablation en saison sèche, les pénitents. D'autre part, il est très saisonnier, affichant des valeurs négligeables en période humide et maximales avec les gradients verticaux d'humidité spécifique plus forts de la saison sèche. Sur le plan du bilan de masse, sa contribution reste néanmoins faible par rapport à la fusion, processus d'ablation nettement plus efficace. Cependant, au niveau énergétique, comme la chaleur latente de sublimation est 8.5 fois supérieure à celle de la fusion, malgré une perte de masse finalement faible, la contribution annuelle du flux turbulent de chaleur latente peut dépasser la quantité d'énergie consommée pour fondre la neige/glace.

Une fois dégagées les caractéristiques générales de l'ensemble des transferts d'énergie à l'interface glacier - atmosphère, il devient possible de proposer une interprétation physique à certaines particularités hydrologiques ou glaciologiques de ces glaciers :

- La saisonnalité des débits du torrent émissaire, restée inexpliquée au chapitre 2 puisque ni la radiation nette, ni la température de l'air ne présentaient de variabilité suffisante en fonction des saisons, est à mettre en relation avec la saisonnalité du flux de chaleur latente. L'humidité spécifique est en effet le paramètre clé responsable du partage de

l'énergie disponible en surface du glacier entre les deux puits que sont la fusion et la sublimation. En saison humide, la sublimation est négligeable et la fusion est élevée ce qui explique les forts débits alors que pendant la période sèche, la situation opposée se produit.

- La mauvaise corrélation entre la fusion locale à 5150 m et le débit du torrent émissaire, surtout en saison humide, traduit le fait qu'à cette période de l'année, la ligne d'équilibre du glacier est située en aval de la SMA qui est alors en situation d'accumulation. Ainsi, les débits élevés du torrent émissaire s'expliquent par des conditions intenses de fusion sur une surface réduite de glacier, la partie la plus basse sous la ligne de névé, alors qu'en saison sèche, la surface d'ablation est plus grande mais comme la sublimation est forte, la fusion et donc les débits sont réduits. Les conditions intenses de fusion sont générées par un albédo minimum doublé de gradients faibles d'humidité spécifique, neutralisant le flux de chaleur latente.
- Les gradients de bilan de masse en fonction de l'altitude sont nettement plus forts que ceux des glaciers des latitudes moyennes, d'une part parce que les glaciers tropicaux subissent une fusion ininterrompue, au moins dans leur zone la plus basse et d'autre part, parce que l'isotherme 0°C reste à une altitude assez constante. Les conditions de fusion permanentes sont maintenues par une radiation nette positive la très grande majorité du temps (en moyennes journalières). Du fait de la faible saisonnalité de la température de l'air, le flux de chaleur sensible augmente encore la fusion dans la partie basse du glacier, accentuant ainsi le coefficient d'activité du glacier.

Une autre application du bilan d'énergie consiste en l'étude de l'impact de l'intense événement El Niño 1997-98 sur les glaciers boliviens. En effet, l'analyse énergétique permet d'établir le lien entre les variations peu prononcées des différents paramètres météorologiques et le doublement du débit annuel entre 1996-97 et 1997-98. Le déficit de précipitation entre les deux années, responsable d'une extension précoce et très importante de la zone d'ablation d'albédo faible, est la première raison à invoquer. En outre, la légère augmentation de température a entraîné une augmentation du flux de chaleur sensible et a limité la sublimation, contribuant ainsi à la fusion accrue de cette année El Niño.

Enfin, du fait de leur sensibilité aussi bien à l'humidité qu'à la température de l'air, les glaciers de la zone tropicale externe sont des indicateurs climatiques particulièrement intéressants. D'ailleurs, le recul accéléré des glaciers Sud-américains depuis le début des années 1980 est à attribuer à l'effet conjugué du réchauffement climatique et des événements El Niño.

Chapitre 5

Conclusion et perspectives

Dans ce dernier chapitre, nous insisterons sur les caractéristiques climatiques, hydrologiques et énergétiques des glaciers de la zone tropicale externe, dégagées à partir de l'étude ponctuelle menée sur le Glacier Zongo à 5150 m d'altitude. De plus, nous proposerons quelques perspectives qui s'ouvrent dans la continuité de ce travail.

Soumis à un cycle climatique annuel rythmé par une saison humide suivie d'une saison sèche, ces glaciers présentent un régime particulier marqué par une ablation permanente tout au long de l'année et plus intense lors de la saison d'accumulation. Comme ils sont situés dans la zone intertropicale, la radiation solaire incidente est élevée et peu variable selon la saison, de même que la température de l'air à peine plus haute en période humide. Au-dessus de la surface du glacier qui constitue une source de vapeur d'eau intarissable, l'humidité relative oscille légèrement autour de 80%, et l'humidité spécifique présente une saisonnalité plus nette, avec des valeurs un peu plus faibles en période sèche. Notre site d'étude, faiblement venté la grande majorité du temps, est soumis à des vents catabatiques nocturnes et des vents advectifs diurnes. À l'opposé des paramètres météorologiques peu variables au cours de l'année, le régime hydrologique du torrent émissaire est fortement saisonnier : en saison humide, les volumes d'eau relâchés par le glacier sont environ 4 fois supérieurs à ceux de la saison sèche.

Afin d'expliquer le régime hydrologique du torrent issu du glacier et isoler les paramètres responsables de sa variabilité saisonnière, une étude des transferts énergétiques à l'interface glacier - atmosphère s'imposait. Les flux principaux sont la radiation nette toutes longueurs d'onde et les flux turbulents. La radiation nette est directement mesurée par un bilanmètre à 5150 m. Pour calculer les flux turbulents de chaleurs sensible et latente, une méthode, basée sur la théorie de similitude de Monin-Obukhov, a dû être adaptée à notre site de mesure qui, pratiquement chaque jour, présentait une couche chaude aux alentours de 20-30 cm au-dessus de la surface. Cette

méthode, calée et testée à l'aide de mesures journalières directes de sublimation et de fusion effectuées lors de missions de terrain, a constitué l'unique façon d'estimer le cycle annuel du bilan d'énergie sur le Glacier Zongo, à partir des données météorologiques disponibles.

Comme pour la plupart des glaciers en situation de fusion, la source majoritaire d'énergie à la surface du Glacier Zongo provient de la radiation nette, elle-même contrôlée par l'albédo, facteur par conséquent déterminant de ce bilan énergétique. Les transferts turbulents, quant à eux, présentent des différences importantes comparés à ceux des glaciers des latitudes plus élevées. Le flux de chaleur sensible, positif et faible toute l'année, est une source d'énergie minoritaire par rapport au puits important d'énergie que constitue le flux de chaleur latente. Ce puits énergétique, matérialisé par une sublimation surtout forte en saison sèche, caractérise les glaciers de la zone tropicale externe par rapport à leurs cousins des latitudes supérieures. Alors qu'au niveau énergétique, sa contribution dépasse fréquemment celle de la fusion, la sublimation ne représente qu'une perte de masse annuelle limitée, voire négligeable en saison humide.

Cette analyse de bilan énergétique nous renseigne sur la relation entre les paramètres météorologiques et les variations des volumes glaciaires donc l'hydrologie ou la glaciologie. Ainsi, la saisonnalité du débit du torrent émissaire est liée au flux de chaleur latente, très négatif en période sèche et presque nul le reste de l'année. Comme ce flux dépend des gradients verticaux d'humidité spécifique, ce paramètre météorologique, en contrôlant le partage de l'énergie disponible en surface entre la sublimation et la fusion, est à l'origine des fluctuations saisonnières des débits. De plus, une comparaison de la fusion ponctuelle à 5150 m et du débit de l'émissaire a révélé un comportement radicalement différent du glacier entre les saisons sèches et humides. En période sèche, l'ablation et l'accumulation restent faibles si bien que le glacier évolue peu. En revanche, en période humide, la partie aval du glacier est soumise à des conditions de fusion intense (forte radiation nette et flux de chaleur latente négligeable), alors que la zone amont est en accumulation, ce qui engendre un fort gradient de bilan de masse en fonction de l'altitude.

Réciproquement, le bilan énergétique, lien physique entre les paramètres météorologiques, donc le climat, et le glacier, peut servir à utiliser les glaciers tropicaux comme indicateurs d'une éventuelle évolution climatique. En effet, leur bilan d'énergie particulier, largement influencé par l'humidité spécifique de l'air, fait de ces glaciers des marqueurs climatiques de premier choix pour étudier le réchauffement de cette région. De plus, l'exemple de l'événement El Niño 1997-98 qui s'est traduit par un bilan de masse particulièrement déficitaire dû à une chute de l'albédo annuel, conséquence d'un déficit de précipitations, atteste encore de l'extrême sensibilité des glaciers tropicaux aux perturbations climatiques.

Toutefois, pour avancer dans cette démarche et pouvoir interpréter les séries de bilan de masse [Francou *et al.*, 1995] ou les archives glaciaires prélevées au Pérou ou en Bolivie [e. g. Thompson *et al.*, 1984, 1995 et 1998] en terme d'évolution climatique, il devient indispensable d'extrapoler les résultats de bilan d'énergie obtenus ponctuellement à 5150 m, tout d'abord à l'ensemble du glacier considéré, et ensuite à toute la région.

Une application du modèle *Crocus* de Météo-France a été entreprise dans cette optique mais elle n'a pas encore abouti. En fait, ce modèle a été développé pour un couvert neigeux saisonnier de climat tempéré, et il intègre de nombreux processus

physiques depuis la métamorphose de la neige jusqu'aux différents termes du bilan d'énergie. Avant de se lancer dans une version adaptée de *Crocus*, il serait sûrement plus judicieux de procéder par étapes et débiter par une modélisation simplifiée de bilan d'énergie. Dans un premier temps, une modélisation fiable de l'albédo en fonction de l'altitude, de l'exposition et de la pente doit être envisagée. Dans un deuxième temps, les transferts turbulents, et notamment le flux de chaleur latente, devront être ajoutés au modèle. Pour cela, la méthode que nous avons développée à 5150 m pourra être appliquée à l'ensemble du glacier.

Cette étape visant à réaliser un modèle simplifié de bilan d'énergie pour l'ensemble du glacier, nécessite de connaître la variabilité spatiale du bilan d'énergie sur le Glacier Zongo. Dans ce but, plusieurs stations météorologiques, plus simples que celle située à 5150 m, ont fonctionné à des altitudes variées (5025 et 5550 m : cf. Tableau 2.1). Leurs enregistrements devront être dépouillés pour mieux cerner la variabilité des transferts énergétiques en fonction de l'altitude. La station située à 5025 m n'a cependant pas fonctionné sur une période suffisamment longue pour tirer des conclusions convaincantes. Aussi, comme la zone basse du glacier joue un rôle fondamental pour le régime de l'émissaire ou le bilan de masse, il sera utile de laisser fonctionner une station météorologique, posée sur la surface d'ablation à 5000 m, durant une année complète.

Une fois que nous disposerons d'un modèle de bilan d'énergie calibré sur les cycles annuels étudiés dans le cadre de cette thèse, il sera possible d'utiliser les séries de bilan de masse pour évaluer les variations des paramètres météorologiques au cours du temps. Par exemple, l'analyse du recul accéléré des glaciers depuis le début des années 1980 permettra de mieux quantifier l'importance du réchauffement global et des événements El Niño sur la Bolivie. En outre, en considérant que le Glacier Zongo est représentatif des glaciers de la zone tropicale externe, le modèle de bilan d'énergie pourra être étendu à toute la région tropicale externe pour évaluer les variations des volumes glaciaires et leurs conséquences en terme de ressources en eau des pays intéressés. Selon les scénarios de changements climatiques proposés par les modèles de circulation générale pour les décennies à venir, ce modèle de bilan d'énergie pourra aussi fonctionner en simulation et permettre d'estimer l'évolution future des ressources en eau d'origine glaciaire de cette zone tropicale externe.

De plus, dans le cadre de l'étude des glaciers tropicaux dans leur ensemble, une étude similaire à celle que nous avons présentée dans cette thèse est actuellement en cours sur un glacier de l'Antizana, en Équateur, au coeur de la zone tropicale. Les résultats permettront de mieux cerner le fonctionnement des glaciers de la région tropicale interne. Ainsi, tous les glaciers de la zone intertropicale pourront être utilisés comme marqueurs des évolutions climatiques.

Enfin, l'étude que nous venons de réaliser souligne de façon nette l'intérêt des bilans d'énergie pour la compréhension de la relation bilan de masse - climat. En effet, en mettant à jour les paramètres météorologiques clés qui possèdent une influence directe sur le bilan de masse, le bilan énergétique permet d'apprécier physiquement cette relation entre le climat et le glacier. Néanmoins, pour atteindre cet objectif, il est nécessaire de suivre l'évolution temporelle de chaque transfert énergétique et d'établir ainsi le cycle annuel du bilan. C'est ce qui fait défaut sur les glaciers tempérés des latitudes moyennes. Aussi, les glaciers, a priori bons indicateurs climatiques puisqu'ils répondent à un réchauffement par une variation de leur masse, ne peuvent-ils encore être interprétés comme tels ! Un effort doit donc être entrepris dans le sens d'un suivi annuel des échanges énergétiques à leur surface. En parallèle, la variabilité spatiale du bilan

énergétique doit aussi être estimée afin de développer des modèles capables de calculer l'évolution des volumes glaciaires au cours du temps, et ainsi, évaluer la contribution de ces glaciers aux variations passées ou futures du niveau marin. Des modèles simplifiés existent déjà [e. g. *Oerlemans & Fortuin*, 1992 ; *Gregory & Oerlemans*, 1998]. Toutefois, les imprécisions sont importantes [*Vallon et al.*, 1998] et ne pourront être levées qu'après multiplication des campagnes de terrain. Enfin, dans le souci d'estimer l'élévation totale du niveau marin, ce type d'étude devra aussi comprendre les glaciers froids.

**Annexe : Annual cycle of energy balance of Zongo
Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *J. Geoph. Res.*, 104(D4),
3907-3923, 1999.**

Cet article publié dans le *Journal of Geophysical Research*, résume une grande partie des résultats présentés dans le cadre de cette thèse. La période d'étude est cependant plus courte puisqu'elle ne couvre que 19 mois, de mars 1996 à octobre 1997. Le plan suivi est identique à celui de la thèse. Nous avons jugé utile de le mettre en annexe de ce travail car il tient lieu de condensé en anglais de l'ensemble de cette étude.

Dans cet article, le flux conductif dans la neige/glace G est obtenu à partir d'un profil vertical de température dans la neige ou la glace supposé linéaire entre la surface et -50 cm. G représente donc un flux en surface du glacier. Or le système thermodynamique que nous considérons correspond à un volume, donc il aurait été préférable d'estimer G à -50 cm, profondeur à laquelle ce flux reste toujours nul (cf. Section 3.4.). Comme G est un flux tout à fait minoritaire par rapport aux flux radiatifs ou turbulents, cette erreur n'affecte en aucun cas les résultats et les conclusions de cet article. Toutefois, ceci explique pourquoi les tableaux ou les figures publiées diffèrent légèrement de ce qui est présenté dans cette thèse.

Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia

Patrick Wagnon¹, Pierre Ribstein², Bernard Francou³, and Bernard Pouyaud⁴

Abstract. An 18-month meteorological data set recorded at 5150 m above sea level (asl) on Zongo Glacier, in the tropical Andes of Bolivia, is used to derive the annual cycle of the local energy balance and to compare it to the local mass balance. The roughness parameters needed to calculate the turbulent fluxes over the surface are deduced from direct sublimation measurements performed regularly on the field site and serve as calibration parameters. For the hydrological year September 1996 to August 1997, net all-wave radiation (16.5 W m^{-2}) is the main source of energy at the glacier surface and shows strong fluctuations in relation to the highly variable albedo. An important peculiarity of tropical glaciers is the negative latent heat flux (-17.7 W m^{-2}) indicating strong sublimation, particularly during the dry season. The latent heat flux is reduced during the wet season because of a lower vertical gradient of humidity. The sensible heat flux (6.0 W m^{-2}), continuously positive throughout the year, and the conductive heat flux in the snow/ice (2.8 W m^{-2}) also bring energy to the surface. There is a good agreement between the monthly ablation calculated by the energy balance and the ablation evaluated from stake measurements. The seasonality of the proglacial stream runoff is controlled by the specific humidity, responsible for the sharing of the energy between sublimation and melting.

1. Introduction

A glaciological program has been undertaken on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia (16°S , 68°W) since 1991. This program involving mass balance measurements [Francou *et al.*, 1995], hydrological studies [Ribstein *et al.*, 1995], and energy balance investigations [Wagnon *et al.*, 1998] aims at improving our knowledge about the functioning of tropical glaciers. This paper describes the annual cycle of the energy fluxes over Zongo Glacier surface at the altitude of the mean equilibrium line (5150 m above sea level (asl)). These fluxes are derived from meteorological measurements collected by an automatic weather station. Knowledge of the specific characteristics of this glacier (for example, surface state, wind regimes, surface temperatures) was obtained during various few-day field surveys chosen in the dry or the wet season. These field trips, where direct measurements of sublimation were performed, were crucial for obtaining the roughness parameters.

Very few energy balance studies have been conducted in low latitudes. Some work on radiation budget has been undertaken on Lewis Glacier, Mount Kenya [Hastenrath and Patnaik, 1980; Hastenrath and Kruss, 1988], and on Quelccaya ice cap, Peruvian Andes [Hastenrath, 1978], but no annual cycle energy balance studies have yet been processed. Interesting interpretations of the mass balance fluctuations of Mount Kenya's glaciers [Hastenrath

and Kruss, 1992] and of Yanamarey Glacier, Cordillera Blanca, Peru [Hastenrath and Ames, 1995] have been proposed in terms of energy balance changes. Unfortunately, these studies lacked well-documented long-term energy balance measurements. Such works have already been conducted over Antarctic blue ice [Bintanja *et al.*, 1997] or over a winter snow cover in the Sierra Nevada (United States) [Marks and Dozier, 1992], but they have never yet been done on a tropical glacier. The results will be discussed in order to underline the specific characteristics of Bolivian glaciers.

The energy balance plays a key role in the understanding of snowmelt seasonality and thus the variations of the proglacial stream runoff with seasons. The accumulation season between October and March coincides with the period of higher ablation and melt rates at the glacier surface, which leads to high discharges of the stream escaping from the glacier snout. However during the dry season (May–August) the absence of precipitation is compensated by a reduced but permanent ablation with low discharges of the proglacial stream.

2. Location and Measurement Program

The glacier is located in the Huayna Potosi Massif (Cordillera Real, Bolivia), at $16^{\circ}15' \text{ S}$, $68^{\circ}10' \text{ W}$, on the western margin of the Amazon Basin, approximately 30 km north of La Paz. This valley-type glacier is 3 km long and has a surface area of 2.1 km^2 . A map of this glacier and a precise location are given in Figure 1. The upper reaches are exposed to the south, whereas the lower section surrounded by two steep lateral moraines faces east. The maximum and minimum elevations are 6000 and 4830 m asl, respectively. The altitude of the equilibrium line under steady state conditions (annual mass balance approaching zero) is 5150 m asl. The Zongo Glacier is part of a 3 km^2 basin (77% glacierized) above the main hydrometric station located at 4830 m asl (Figure 1).

Although the first equipment was installed in July 1991 (glaciological stakes, hydrometric station, rain gauges,

¹Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Saint Martin d'Hères, France.

²L'Institut Français de Recherche Scientifique Pour le Développement en Coopération (ORSTOM), Paris VI, France.

³ORSTOM, Quito, Ecuador.

⁴ORSTOM, La Paz, Bolivia.

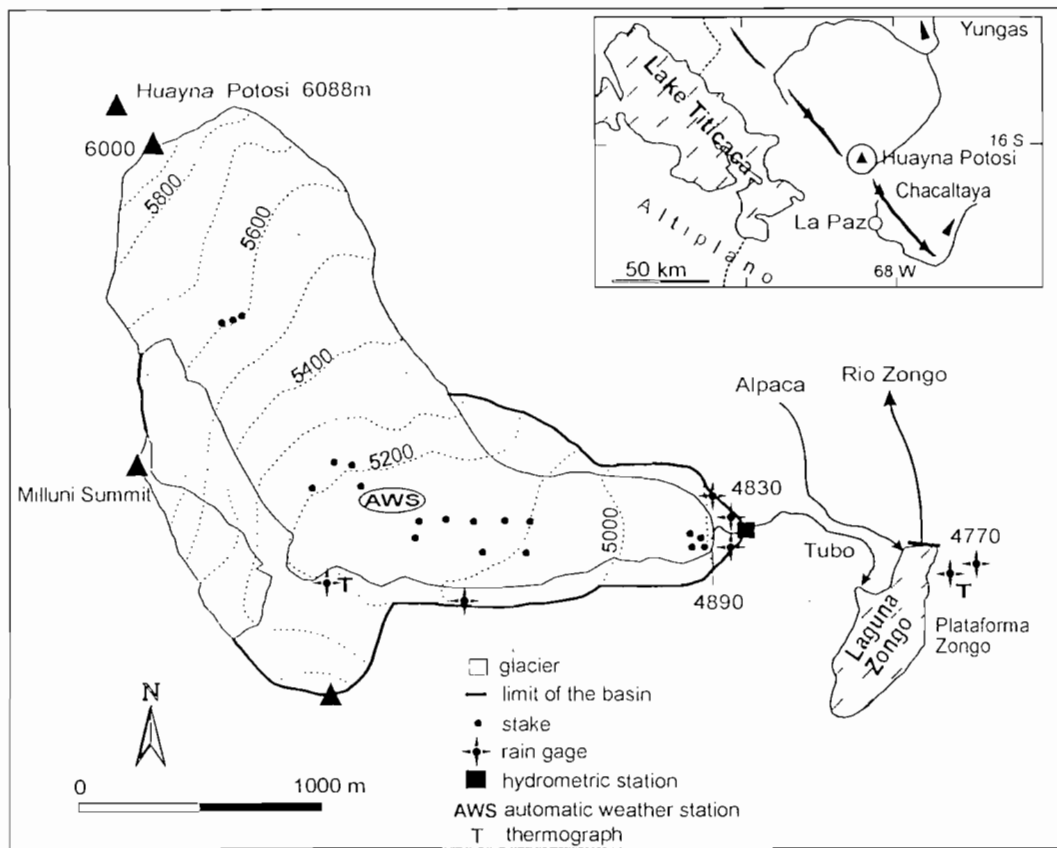


Figure 1. A simplified orientation map of Zongo Glacier (2.1 km²) showing location of monitoring equipment.

thermograph), the definitive automatic energy budget station has been running since March 1996. This automatic weather station is located close to the axis of the glacier, at 5150 m asl on a relatively flat area (Figure 1) and is checked every 10 days. The station faces southeast and is in sunlight as soon as the Sun rises, but it is in shade after the middle of the afternoon between 1530 and 1600 LT, depending on the season.

The measurements are made within the boundary surface layer using sensors manufactured by Campbell (United Kingdom). Ventilated dry and wet bulb temperatures, wind speed, and direction are recorded as halfhourly means over 15-s time steps at two levels above the glacier surface (usually 0.3 and 1.8 m above the surface, depending on the ablation or accumulation; the zero-reference level is the mean height of the surface obstacles). Moreover, incident and reflected short-wave radiations (usually 1 m above the surface), net all-wave radiation (usually 1 m above the surface), and temperatures at various depths inside the snow/ice are recorded as halfhourly means over 15-s time steps. The heights (or depths) of the sensors may vary with ablation or accumulation of snow, but thanks to an ultrasound sensor (Campbell UDG01 ultrasonic depth gauge, accuracy: ± 1 cm), these heights are known with precision every day. Dry and wet bulb temperatures are obtained from psychrometers equipped with Cu-Cst thermocouples and ventilated permanently by a motor whose energy supply comes from a truck battery (12V/100Ah), loaded by a 43 W solar panel. Air is aspirated at the top of the psychrometer at a constant speed of 4 m s⁻¹. To prevent measurement errors due to radiation, these psychrometers are shielded with two white interlocked cylinders of 8 and 12 cm

diameters, topped by a white 30-cm diameter disk. Campbell Met One and Young anemometers provide wind speed and direction. Li-Cor and SP1100 pyranometers ($0.35 < \lambda < 1.1 \mu\text{m}$) provide short-wave radiation, and a Q-6 net radiometer ($0.25 < \lambda < 60 \mu\text{m}$) provides net all-wave radiation. Snow/ice temperatures are given by Cu-Cst thermocouples soldered on 5 cm x 5 cm white metallic squares in order to avoid conductive warming of the sensor through the wire, from the surface. Five thermocouples were originally put in snow at 20, 30, 50, 70, and 100 cm depth inside horizontal white 40 cm high cylinders of 30 cm diameter, used as screens against solar radiation. Two other thermocouples were installed in ice originally at 1.5 and 2.7 m depth, without being shielded from solar radiation. In March 1996, most of these sensors were new and adequately calibrated prior to the installation of the energy budget station on the glacier. In addition to accuracy tests by the manufacturer, intercomparisons of the sensors of the station and with other available sensors (Q-7 Campbell net radiometer or handle psychrometer for example) have been carried out before their use on the glacier and while they were running at the weather station. The accuracy of the sensors is estimated according to these intercomparisons and the manufacturer's specifications. Table 1 gives a list of the sensors of this Campbell station, with their specificity. Excluding gaps due to data logger breakdowns, the entire data set comprises 521 days from March 29, 1996 to October 15, 1997.

To improve our knowledge and understanding of the local climatic conditions to increase the accuracy of energy flux calculations, several few-day field trips were conducted on the field site. These field trips corresponded to the dry season (August

Table 1. List of Different Sensors With Their Specificity, Installed on the Weather Station at 5150 m Above Sea Level (asl)

Quantity	Sensor Type	Height, cm	Accuracy
Air temperature, °C	Cu-Cst thermocouples	30 and 180	±0.3°C
Vapor pressure, hPa	Wet bulb Cu-Cst thermocouples	30 and 180	±0.3 hPa
Wind speed, m s ⁻¹	Met One Campbell -Campbell 05103-Young	30 and 180	±1.5%
Wind direction, deg	Campbell 05103-Young	30 and 180	±3 deg
Incident short-wave radiation, W m ⁻²	Campbell SP1100 and Li-Cor	100	±3%
Reflected short-wave radiation, W m ⁻²	Campbell SP1100 and Li-Cor	100	±3%
Net all-wave radiation, W m ⁻²	Q-6 net radiometer	100	from ±3% to ±10%
Snow/ice temperature, °C	Cu-Cst thermocouples	-20, -30, -50, -70, -100, -150, -270	±0.3°C

22-28, 1996; May 19-27, 1997; and July 31 to August 12, 1997) and also to the wet season (November 13-18, 1996; March 1-8, 1997; and October 1-10, 1997). As many qualitative observations as possible were made during these days to describe the wind regimes, the weather types, the surface state, the hours of beginning of surface melting or refreezing, the cloud types. The cloudiness was estimated regularly every 15 min during the day, every 2 hours at night. Surface temperatures were also measured every 2 hours using 5 Pt thermistors, soldered on 5 cm x 5 cm white metallic squares. These Pt probes laid down right at the surface of the snow/ice. Because they were not shielded from radiation, they regularly showed positive values during the day, which is inconsistent. Nevertheless, at night, these sensors agreed fairly well with each other, and the accuracy of the surface measurement is supposed to be ± 0.5°C. During the day, the surface temperature is set to 0°C as soon as melting is observed. Every 24 hours, sublimation was measured using lysimeters which consist in translucent plastic pails of 165 cm² surface (round type) or 395 cm² surface (square type) and 10 cm deep. The 10 lysimeters (7 round and 3 square ones) were buried 10 cm into the snow/ice and were filled with snow/ice. The natural surrounding surface was then reconstructed as well as possible. After a few hours, snow metamorphism had occurred and lysimeter surface was believed to be totally representative of natural surfaces. They were weighed with an accuracy of ± 1 g corresponding to ± 0.061 mm for the round lysimeters or ± 0.025 mm for the square lysimeters. Daily values of sublimation were sufficiently high to be obtained by this simple device as shown by the good agreement between all the lysimeters. During days with snowfall, sublimation was impossible to measure, and it was assumed to be zero during precipitation events. Direct measurements of sublimation are very scarce during the wet season. Ablation/accumulation was measured on the site using a network of 12 white Polyvinylchloride (PVC) ablation stakes, measured every morning and evening. Snow density was measured at the same time with a 550 cm³ metallic cylinder and an accurate weighing machine. Daily melting was obtained with a so-called "fusion box," composed of a double white 50 cm x 50 cm square box. The inner box (15 cm deep), the bottom of which is made of three superposed layers of grid (1 mm x 1 mm), is filled with snow/ice

making sure that the natural surrounding surfaces were reconstructed as well as possible. When melting occurs, water percolates through the snowpack and is collected in the outer waterproof box (20 cm deep). This fusion box is buried 20 cm into the snow, and the total mass of collected water is weighed every morning with accuracy, giving the daily melting of the day before. Since March 1997, during these field trips, more detailed vertical profiles of ventilated air temperature (Cu-Cst thermocouples) were also available, from another Campbell data logger recording mean data every 5 min over 5-s time steps. Seven sensors were localised at 0, 10, 20, 30, 40, 50, and 100 cm above the glacier surface, and they were shielded from radiation. The reference temperature for the thermocouples was obtained from a liquid water-ice bath at 0°C. Accuracy is ± 0.3°C. While we were on the field site, the air pressure did not vary much, and we took the constant value of 540 hPa for the entire measuring period.

3. Climatic Conditions

The Zongo Glacier belongs to the outer tropics, as defined by Kaser [1996]. The climate is determined by homogeneous air masses and by seasonal oscillation of the intertropical convergence zone (ITCZ). Between May and August the ITCZ is north of Bolivia and tropical anticyclones produce a pronounced dry season, whereas from October to March, the ITCZ proceeds to its most southerly position. This is the wet season coinciding with the eastern intertropical flux that brings water vapor from the Atlantic [Roche *et al.*, 1990]. Figure 2 shows the daily precipitation for four hydrological years (from September 1 to August 31) at 4770 m asl in the Zongo valley approximately 1 km from the glacier tongue. Around 85% of the total annual precipitation falls during the wet season (October-March).

Figure 3 shows the temporal variation in some meteorological quantities during the entire measuring period. Table 2 summarizes the annual mean values and extremes (based on daily averaged values) of the meteorological parameters for the entire hydrological year 1996-1997 (September 1 to August 31) and for both seasons. Another peculiarity of the tropical climate is the very low thermal seasonality. Indeed, the diurnal and annual range of temperature are approximately equal with an annual temperature amplitude which does not exceed 9°C (based on daily averaged values). In such conditions the terms of winter and summer are inappropriate to describe this outer tropic climate, and as A. von Humbolt said, "the night is the winter of the tropics." The largest variations in air temperature occur during the dry season, when there are fluctuations of 7°C within a few days. The temperatures of the wet season are slightly higher than those of the dry season with respective means of -0.2°C and -3.8°C (Table 2). Disregarding short-term fluctuations, relative humidity is fairly constant throughout the year, with slightly lower values during the dry season. Specific humidity shows a more pronounced seasonality with higher values during the wet season than during the dry one (mean values are 5.8 and 4.4 g kg⁻¹, respectively). The wind speed is low on the site but is highly variable within a few days. On Zongo Glacier, we observe preferentially two typical wind regimes: at night the radiational cooling favors katabatic winds with a direction of 300° and by day, advected air masses invade the glacier from downward in the eastern direction. Night katabatic winds are slightly stronger during the dry season, with peaked values reaching 7 m s⁻¹, than during the wet season (respective means are 2.9 and 1.9 m s⁻¹). This is due to the fact that nocturnal cloudiness of the dry season is always zero, and hence

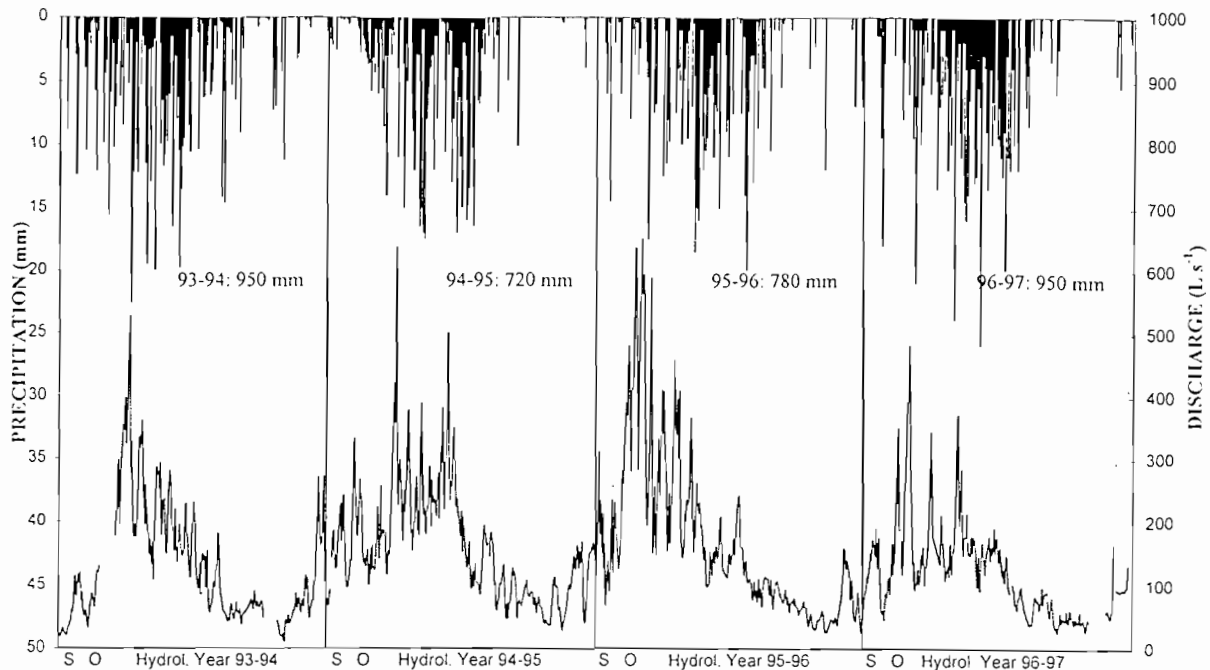


Figure 2. Daily precipitation recorded at 4770 m asl, 130 m below the glacier tongue (histograms), and daily discharge of the proglacial stream recorded at the limnimetric station at 4830 m asl (line) (September 1993 to August 1997).

radiational cooling is higher, which leads to stronger katabatic winds. Figure 4 shows daily means of net all-wave radiation, incident short-wave radiation, and every day instantaneous minima of albedo. Albedo is highly variable with seasons with high values during the wet season due to fresh snow accumulating on the glacier almost every day. On the other hand, as soon as the dry season starts, albedo decreases slowly while the snow surface gets dirtier, while snow turns into firn and ice, and while penitents develop at the surface (old-snow spikes regularly distributed at the glacier surface). This slow decrease of the albedo is occasionally perturbed by peaked values corresponding to sporadic snow storms. The deposited fresh snow usually melts within a few days, and the albedo returns to its value prior to the storm. Neither net radiation nor solar radiation present any pronounced seasonality. Indeed, if short-term fluctuations are disregarded, solar radiation is fairly constant throughout the year. Net radiation is more variable, but no constant trend from year to year can be drawn. Usually, the glacier surface receives the same amount of net all-wave radiation during the dry or the wet season (Table 2): the more positive short-wave radiation budget of the dry season due to lower albedo is compensated by a more negative long-wave radiation budget due to very reduced cloudiness. The months of August and September 1996 present very high values of net all-wave radiation. This unusual pattern is explained by an extremely icy and dirty surface of the field site (minimum albedo, reaching 0.2) more typical of the glacier tongue than of the mean equilibrium line area.

Another peculiarity of Bolivian glaciers is the presence of penitents during the dry season. The required weather conditions, sunny, dry, and moderately cold weather [Lliboutry, 1954, 1964; Kotlyakov and Lebedeva, 1974], are gathered on Zongo Glacier during the dry season, and penitents usually appear at the surface in the course of June. They may reach 40 or 50 cm height by the end of July at the field site (Figure 5). In August the meltwater

streaming at the surface makes them collapse, or they are partly buried by snow during storms.

A limnimetric station located at 4830 m asl records instantaneous discharge of the proglacial stream escaping from the glacier snout. Figure 2 shows the hydrograph of the stream based on daily averaged values, for four hydrological years. In the outer tropics, ablation occurs throughout the year which is another important peculiarity of Bolivian glaciers. Nevertheless, disregarding short-term fluctuations, the runoff of Zongo Glacier shows an appreciable seasonal variability, with low discharges in the dry season and high values in the humid season. Table 3 summarizes the discharge mean values for the entire year, and for both seasons: the runoff of the wet season is usually 3 times higher than during the dry season. Therefore the accumulation season is concomitant with the period when ablation is the strongest. The mean annual discharge of the hydrological year 1996-1997 which is of interest in this study is 122 L s^{-1} , the lowest of the four presented cycles.

Subject to climatic conditions drastically different from midlatitude or polar glaciers, Bolivian glaciers have a peculiar behavior with a permanent and highly seasonal ablation. Nevertheless, most of the meteorological quantities like net all-wave radiation or air temperature are fairly constant throughout the year and cannot explain this runoff seasonality. Therefore a precise energy balance investigation is necessary to get a good insight into the specific metabolism of these glaciers.

4. Energy Balance Study

An energy balance study for the period March 1996 to October 1997 is presented. If we ignore horizontal energy transfers and define the volume from the surface to a depth where there is no significant heat flux, the energy balance of a snowpack may be written as [Oke, 1987]

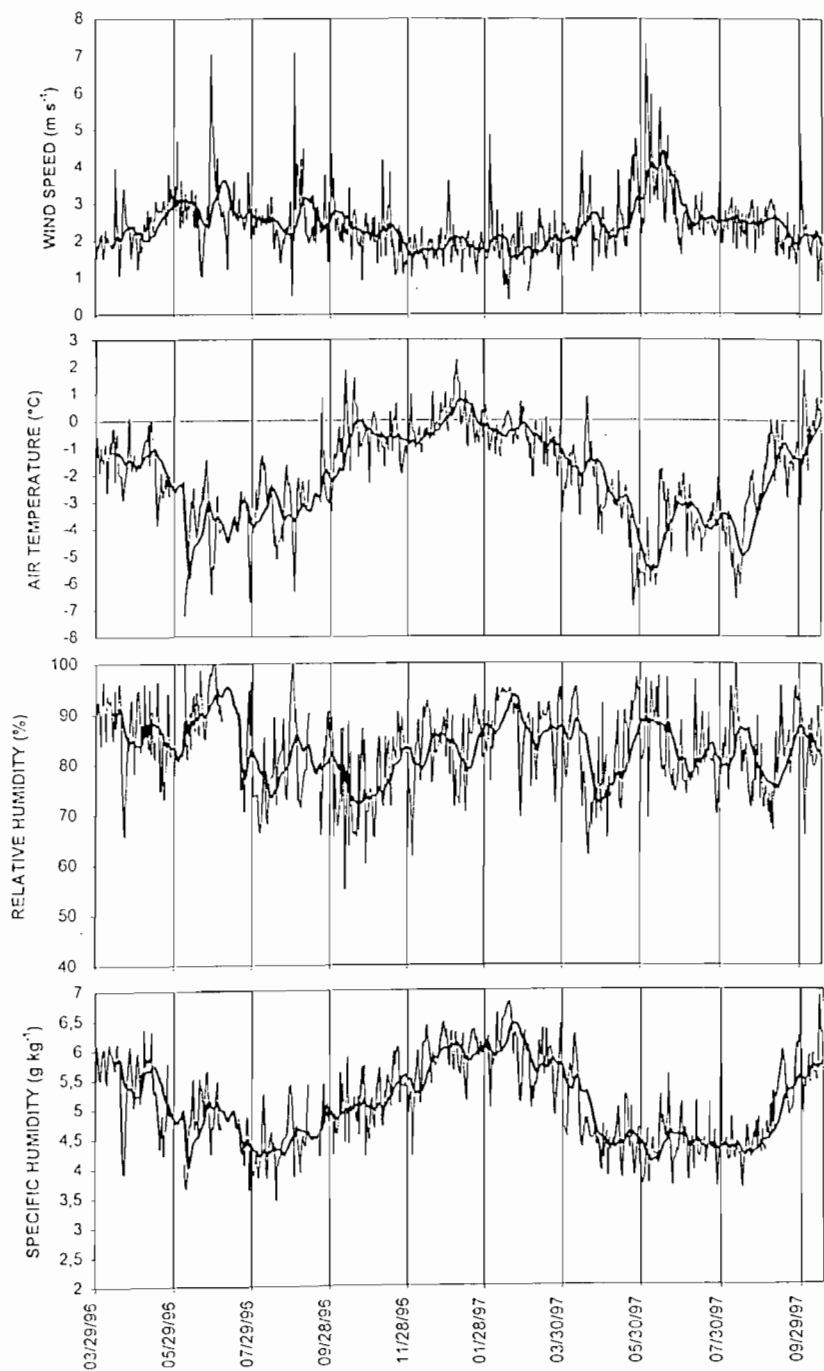


Figure 3. Variation in the daily mean values of wind speed, air temperature, relative humidity, and specific humidity over the entire measuring period from March 29, 1996 to October 15, 1997, measured at 30 cm above the glacier surface, at 5150 m asl. The thick line is the 15-day running mean.

$$R + H + LE + G + P = \Delta Q_M + \Delta Q_S \tag{1}$$

where R is net all-wave radiation, H is the turbulent sensible heat flux, LE is the turbulent latent heat flux, G is the conductive energy flux in the snow/ice, P is the heat supplied by precipitation, ΔQ_M is the latent heat storage change due to melting or freezing, and ΔQ_S is the convergence or divergence of sensible heat fluxes within the snowpack volume. Energy fluxes directed toward the surface are defined as positive and those from the

surface negative. Since precipitation is always snow in the vicinity of the equilibrium line and since snowfall intensities are usually weak, P remains insignificant and negligible as compared to the other terms of this equation (1).

4.1. Net All-Wave Radiation

The net radiation is the balance of the incident and reflected short-wave radiation and the incident and emitted long-wave radiation.

Table 2. Mean and Extreme (Based on Daily Averages) Meteorological Data for Hydrological Year 1996-97 and for Both Wet and Dry Seasons of This Year, Measured at 30 cm Above Glacier Surface

Quantity	Sept. 96 to Aug. 97			Nov. 96 to Feb. 97			May 97 to Aug. 97		
	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max
T , °C	-6.93	-1.83	2.25	-2.00	-0.25	2.25	-6.93	-3.83	-1.87
u , m s ⁻¹	0.36	2.36	7.34	0.36	1.88	4.86	1.46	2.85	7.34
RH, %	54.9	82.2	100	61.4	83.9	95.2	65.1	82.7	97.3
q , g kg ⁻¹	3.63	5.08	6.80	4.18	5.79	6.80	3.69	4.37	5.22
R , W m ⁻²	-27.1	16.1	131.0	-21.7	12.7	109.2	-27.1	10.5	55.7
S , W m ⁻²	86.4	211.3	369.2	108.0	196.3	340.3	86.4	219.7	289.7
α , min	0.21	0.58	0.86	0.22	0.66	0.81	0.31	0.52	0.85

T is temperature, u is wind speed, RH is relative humidity, q is specific humidity, R is net all-wave radiation, S is incident short-wave radiation, and α , min is the daily minimum of albedo.

$$R = S\downarrow(1-\alpha) + L\downarrow - L\uparrow \quad (2)$$

where $S\downarrow$ is the incident short-wave radiation, α is the short-wave albedo of the snow/ice surface, $L\downarrow$ is the incident long-wave radiation, and $L\uparrow$ is the emitted long-wave radiation. The net all-wave radiation is measured directly on the field site by a Q-6 Campbell net radiometer ($0.25 < \lambda < 60 \mu\text{m}$). The accuracy of this sensor depends on its horizontality, which was controlled continuously while we were on the field site and every 10 days the rest of the time.

4.2. Turbulent Fluxes

4.2.1. Monin-Obukhov similarity theory. The transport of heat and moisture in the surface boundary layer of the atmosphere is dominated by turbulent motions. The turbulent sensible and latent heat fluxes can be calculated with the Monin-Obukhov similarity theory. According to this theory the mean vertical gradients of wind speed $v = (u, v)$, potential temperature θ , and specific humidity q are related to the corresponding fluxes as

$$\frac{kz}{u^*} \frac{\partial u}{\partial z} = \Phi_m \left(\frac{z}{L} \right) \quad (3)$$

$$\frac{kz}{\theta^*} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \Phi_h \left(\frac{z}{L} \right) \quad (4)$$

$$\frac{kz}{q^*} \frac{\partial q}{\partial z} = \Phi_v \left(\frac{z}{L} \right) \quad (5)$$

The characteristic scales of velocity u^* (also called the friction velocity) of potential temperature θ^* and of specific humidity q^* are defined by

$$u^* = (\tau / \rho)^{1/2} \quad (6)$$

$$\theta^* = H / (\rho C_p u^*) \quad (7)$$

$$q^* = LE / (\rho L_s u^*) \quad (8)$$

where τ is the surface stress, $\rho = 0.69 \text{ kg m}^{-3}$ is the air density at 5150 m a.s.l. (540 hPa), C_p is the specific heat capacity for air at constant pressure ($C_p = C_{pd} (1 + 0.84q)$ with $C_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, the specific heat capacity for dry air at constant pressure), L_s is the latent heat of sublimation of snow/ice ($L_s = 2.834 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), z is the height above the surface, and k is the von Karman constant ($k=0.4$). The nondimensional stability functions for momentum (Φ_m), for heat (Φ_h), and moisture (Φ_v) have to be determined

empirically and are assumed to depend only on the stability parameter z/L , where L is the Monin-Obukhov length

$$L = \frac{u^{*2}}{k(g/T)(\theta^* + 0.61q^*T)} \quad (9)$$

g is the acceleration of gravity, and T is a reference temperature assumed to be the air temperature near the surface. When the Φ functions have been specified from the literature [Brutsaert, 1982; Morris, 1989], equations (3)-(5) can be integrated to give equations which relate fluxes to differences in wind speed, temperature, and specific humidity between two levels z_1 and z_2 (30 and 180 cm, depending on the snow height).

$$u^* = k(u_2 - u_1) [\ln(z_2/z_1) - \Psi_m(z_2/L) + \Psi_m(z_1/L)]^{-1} \quad (10)$$

$$\theta^* = k(\theta_2 - \theta_1) [\ln(z_2/z_1) - \Psi_h(z_2/L) + \Psi_h(z_1/L)]^{-1} \quad (11)$$

$$q^* = k(q_2 - q_1) [\ln(z_2/z_1) - \Psi_v(z_2/L) + \Psi_v(z_1/L)]^{-1} \quad (12)$$

The Ψ functions Ψ_m for momentum, Ψ_h for heat, and Ψ_v for water vapor are the vertically integrated forms of the Φ functions, and they depend on the stability of the surface layer:

Unstable conditions ($z/L < 0$)

$$\Psi_m = 2 \ln \left[\frac{1+x}{2} \right] + \ln \left[\frac{1+x^2}{2} \right] - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad (13)$$

$$\Psi_h = \Psi_v = 2 \ln \left[\frac{1+x^2}{2} \right]$$

with $x = (1 - 16 z/L)^{1/4}$

Stable conditions ($0 < z/L < 1$)

$$\Psi_m = \Psi_h = \Psi_v = -5 z/L \quad (14)$$

Very stable conditions ($z/L > 1$)

$$\Psi_m = \Psi_h = \Psi_v = -5 [\ln(z/L) + 1] \quad (15)$$

The calculations were performed iteratively: the first estimates of u^* , θ^* , and q^* were obtained from equations (10)-(12), assuming first that $z/L = 0$ (logarithmic profiles) and the results were used to calculate L from equation (9). According to the sign of L , this value of L could be substituted back into equations (10)-(12) to

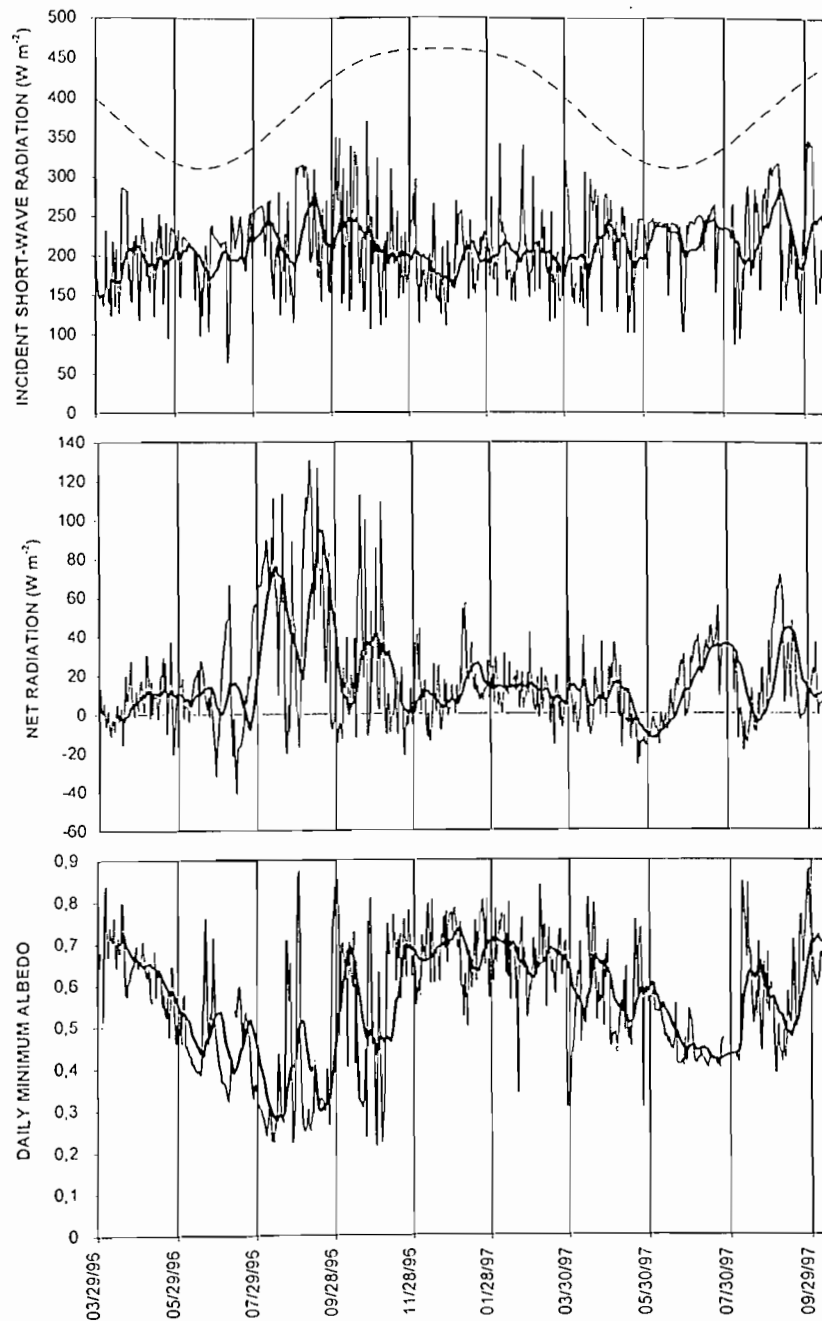


Figure 4. Variation in the daily mean values of incident short-wave radiation, net all-wave radiation, and in the daily minimum of albedo over the entire measuring period from March 29, 1996 to October 15, 1997, measured at 5150 m asl. The thick line is the 15-day running mean. The dashed line is the extraterrestrial irradiance.

improve the estimates of u^* , θ^* , and q^* . The scheme usually converged within four iterations giving values of H and LE from equations (7)-(8).

4.2.2. Surface warm layer. In the Monin-Obukhov theory the fluxes of momentum, sensible, and latent heats are supposed to be constant with height. Therefore, turbulent fluxes calculated between z_1 and z_2 are equal to surface turbulent fluxes. This assumption gives a great power to the Monin-Obukhov theory because surface conditions (roughness, temperature) are not necessary to be investigated to get surface fluxes. The portion of

the atmosphere to which this condition applies is referred to as the "constant flux layer" [Male and Granger, 1981]. Nevertheless, over a melting snow surface, De la Casinière [1974], Halberstam and Schieldge [1981], and more recently, Meesters *et al.* [1997] have reported temperature profile anomalies within the first meter of atmosphere probably due to the radiative heating of the air above the snow surface, leading to fluxes variable with height. On Zongo Glacier, a similar situation is observed: during the day a highly stable sublayer forms near the surface, with a persistent warm layer around 20-30 cm, whereas at night, profiles agree



Figure 5. Forty centimeter high penitents at the glacier surface at 5150 m asl (August 4, 1997). The scale is given by the 45 cm long ice axe.

more with classical loglinear forms found in stable air. Figure 6 shows the vertical gradient of air temperature between 30 and 180 cm above the glacier surface at the weather station, for whatever period of 10 days (September 1–10, 1997, in Figure 6). During the day this gradient is negative, although the temperature at 30 cm is positive which suggests that there is a warm layer around 30 cm. By night this gradient is positive, and representative of a highly stable surface boundary layer. Although many authors are still doubtful concerning this warm layer and prefer to invoke measurement deviation due to radiational errors, the strong and systematic perturbation of the observed temperature profiles over Zongo Glacier cannot be related to sensor inaccuracy and then acts as a proof for the actual existence of this layer.

On Zongo Glacier, at night, while the constant flux layer was well developed over the surface, turbulent fluxes were estimated by using the Monin-Obukhov method described above, but during the day, as soon as the warm layer appeared, the fluxes were estimated using the Monin-Obukhov method between the surface and the first measurement level z_1 ($z_1 = 30$ cm, depending on the snow height). During the day, snow was melting at the field site, and thus the surface temperature was assumed to be 0°C , and the

vapor pressure was supposed to be the saturation vapor pressure (6.1 hPa). Applying the Monin-Obukhov method between the surface and z_1 consists actually in using the bulk aerodynamic approach with stability correction. Since surface temperature measurements were lacking at night, it was not possible to apply the bulk aerodynamic method as soon as the surface temperature was below the melting point. Over small glaciers a katabatic layer often exists close to the surface and the wind profile exhibits a low-level wind maximum [e.g., Martin, 1975]. On Zongo Glacier, since u_1 is always lower than u_2 , this phenomenon does not seem to occur, and the Monin-Obukhov theory can be applied.

4.2.3. Roughness lengths. Since during the day the Monin-Obukhov similarity theory must be applied between the surface and z_1 , surface roughness parameters for momentum z_{0m} , for temperature z_{0T} , and for humidity z_{0q} must be evaluated. By definition, z_{0m} is the height where the horizontal component of the wind speed is zero, $u(z_{0m}) = 0$. The roughness lengths depend mainly on surface geometry but also on wind speed for z_{0m} [Plüss, 1997] or on the absorption of short-wave radiation for z_{0T} [Meesters et al., 1997]. In neutral conditions, z_{0m} is derived from the following equation

Table 3. Annual Mean Discharges in L s^{-1} of 4 Hydrological Years With Their Respective Means of Wet and Dry Seasons

	Sept. 93 - Aug. 94	Sept. 94 - Aug. 95	Sept. 95 - Aug. 96	Sept. 96 - Aug. 97
Period	EY,WS,DS	EY,WS,DS	EY,WS,DS	EY,WS,DS
Mean	130,234,78	160,246,88	169,247,67	122,173,62
discharge				

EY stands for entire year, WS for wet season (November–March), DS for dry season (May–August)

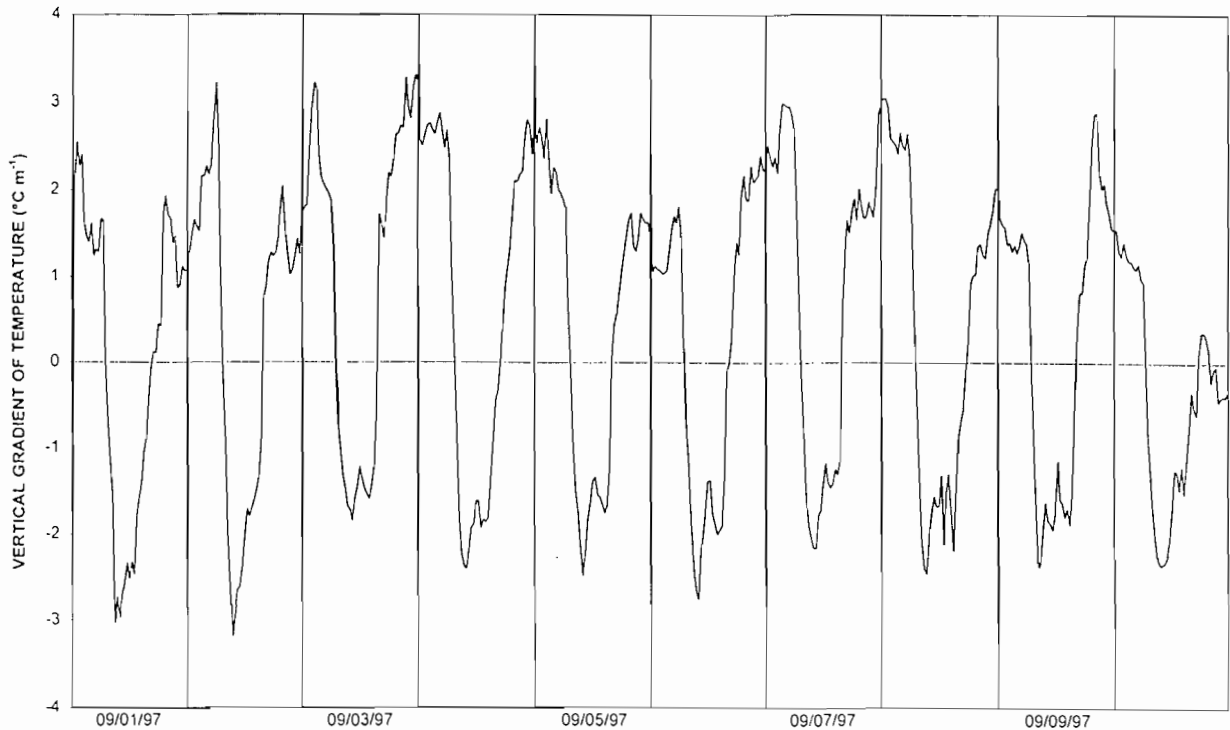


Figure 6. Vertical gradient of air temperature between 30 and 180 cm above the glacier surface at 5150 m asl, for the period September 1–10, 1997. Gradients are positive at night and negative during the day, while a warm layer develops around 30 cm.

$$z_{0m} = \frac{(u_2 \ln z_1 - u_1 \ln z_2)}{(u_2 - u_1)} \quad (16)$$

Therefore z_{0m} can be evaluated from selected wind profiles corresponding to near neutral conditions ($z/L < 0.01$). However, the scatter is too large to calculate an average. The same problem is observed with z_{0T} and z_{0K} . This problem is of great importance because the energy balance is extremely sensitive to the choice of surface roughness [Hock and Holmgren, 1996]. For this reason, although many authors suggested that z_{0T} and z_{0K} are 1 or 2 orders of magnitude lower than z_{0m} [e.g., Ambach, 1986; Andreas, 1986; Morris, 1989; Hock and Holmgren, 1996; Meesters et al., 1997], the three roughness lengths were set equal to each other: $z_{0m} = z_{0T} = z_{0K} = z_0$. This assumption is probably correct for smooth surfaces, but over rough surfaces, this may induce an overestimation of the turbulent fluxes [Bintanja and Van den Broeke, 1995]. The value of z_0 is estimated iteratively in order to have the best agreement between calculated latent heat flux and daily sublimation as measured by lysimeters on the field site. This indirect method to obtain z_0 based on direct field measurements is not suitable to distinguish z_{0m} from z_{0T} and z_{0K} because as many triplets of values as we want might fit the direct measurements. Therefore keeping a unique value is more logical even if it may not be the truth. The value of z_0 obtained by this method is therefore a kind of bulk parameter but has the dimension of a roughness length since it is a compilation of the three roughness parameters. For this reason, z_0 is probably not so different from z_{0m} , at least for smooth surfaces. From season to season, the “bulk roughness parameter” z_0 at the weather station changes a lot, going from a minimum value of 2×10^{-1} m on smooth surfaces and recent snow during the wet season to a maximum value of 3×10^{-2}

m corresponding to rough surfaces of 40 cm high penitents typical of the middle of the dry season. Table 4 gives the values of z_0 along the entire measuring period. In total, 24 representative days of the dry and the wet seasons had direct sublimation measurements good enough to adjust the values of z_0 . The rest of the time, the values of z_0 were attributed by comparing photographs taken every 10 days while checking the weather station to photographs of the glacier surface the days when lysimeter measurements had been performed.

4.2.4. Accuracy. The accuracy of this method in calculating the turbulent fluxes is very difficult to estimate. Indeed, we have seen in this section that this method is based on the assumption that turbulent fluxes are constant with height within the boundary

Table 4. Values of z_0 for Entire Measuring Period

Period	z_0 , mm
March 29 to April 30, 1996	2
May 1–31, 1996	10
June 1 to July 31, 1996	30
Aug. 1–31, 1996	20
Sept. 1–30, 1996	10
Oct. 1–31, 1996	4
Nov. 1, 1996 to April 30, 1997	2
May 1–31, 1997	5
June 1–15, 1997	10
June 16–30, 1997	20
July 1 to Aug. 6, 1997	30
Aug. 7–21, 1997	20
Aug. 22 to Sept. 15, 1997	10
Sept. 16 to Oct. 15, 1997	4

surface layer. However, the warm layer leads to a strong thinning of the constant flux layer by day which might be reduced to 20 or 30 cm thick; although at night, the boundary surface layer shows a more typical thickness of several meters. In this context the chance that the lower sensor is exactly located at the temperature maximum is very weak, which means that gradients used to calculate turbulent fluxes may slightly differ from natural gradients. This difference cannot be evaluated precisely. Nevertheless, since calculated latent heat flux values are calibrated on direct sublimation measurements thanks to the "bulk roughness parameter" z_0 , qualitative and quantitative results must be trustworthy, and a reasonable accuracy is believed.

4.3. Conductive Energy Flux in Snow/Ice

The conductive heat transfer within the snowpack or the ice tends to be small when compared to radiative or turbulent fluxes [Marks and Dozier, 1992]. Therefore it can be greatly simplified. The heat flux into the snow/ice is estimated from temperature-depth profiles of 7 Cu-Cst thermocouples down to a depth of 2.7 m, depending on the snow height. This heat flux is given by [Oke, 1987]

$$G = -K \frac{\partial T}{\partial z} \quad (17)$$

where K is the thermal conductivity of snow/ice (in $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$), T is the snow/ice temperature, and z is the depth. Below 50 cm, temperature sensors did not show any daily variation, and the local gradient of temperature is replaced by the finite difference between -50 cm and the surface. Since this flux is of minor importance compared to the others, a coarse estimate of T_s is sufficient (logarithmic extrapolation of air temperatures with an upper limit of 0°C). K is not a simple constant for a given soil but varies both with depth and with time. Bulk averages of K depend upon the conductivity of the soil particles, the soil porosity and the soil moisture content. K is greater for ice ($K_{\text{pure ice}} = 2.24 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) than for old snow ($K_{\text{old snow}} = 0.42 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) [Oke, 1987]. According to the state of the upper layers at the weather station (ice or snow) the values of K are varying between a minimum value of 0.4 and a maximum of $1.8 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$. While the 50 cm thick surface layer was composed of both snow and ice, a weighted average was assumed for K .

4.4. Energy Balance of Snowpack

Changes in the internal energy of the snowpack ($\Delta Q_M + \Delta Q_S$) are calculated as a residual using equation (1). If the left-hand side of the equation (1) is positive, energy is available for the snow/ice: it will be used first to increase the snow/ice temperature until its upper limit 0°C ($\Delta Q_S > 0$ and $\Delta Q_M = 0$), and then when the surface temperature is 0°C , melting occurs ($\Delta Q_M > 0$). Otherwise, if it is negative, the reverse situation is observed: the meltwater of the snowpack refreezes ($\Delta Q_M < 0$), and afterward, snow/ice temperature decreases ($\Delta Q_S < 0$). ΔQ_S is the rate of gain/loss of heat of a vertical column extending from the surface to the depth e at which seasonal variations in temperature are negligible (about 0.5 m on Zongo Glacier) [Liboutry, 1964; Paterson, 1994].

$$\Delta Q_S = \int_0^e \rho_i c_i (\partial T_i / \partial t) dz \quad (18)$$

Here ρ_i is the snow/ice density, c_i is the snow/ice specific heat capacity ($\approx 2090 \text{ J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$), T_i is the snow/ice temperature, and t is time. Conduction is not the only means of heat transfer. Refreezing of surface meltwater that percolates through the

snowpack, short-wave radiation penetration or air and vapor circulation can also transfer heat within the snowpack [Paterson, 1994]. ΔQ_S can be derived from Cu-Cst thermocouples which give the snow/ice temperature as halfhourly means at various depths. Nevertheless, we notice that vertical profiles of temperature within the snowpack show most of the time a daily cyclic pattern whatever the season: during typical days, around noon, the snowpack returns to an isothermal situation with temperatures close to the melting point. Therefore considering daily means, ΔQ_S usually remains zero because the gain of heat during the day is compensated by the loss of heat at night. This situation is typical for every snowcover or every glacier under melting conditions, which are encountered throughout the year on Zongo Glacier. Therefore looking at daily means, the change of the internal energy of the snowpack is reduced to the latent heat storage change due to melting or freezing. ΔQ_M is converted to mass units using the latent heat of fusion L_f ($L_f = 3.34 \cdot 10^4 \text{ J kg}^{-1}$)

$$\Delta Q_M = L_f M \quad (19)$$

with M the meltrate in mass per unit area per unit time ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ or mm d^{-1}). Thus equation (1) lets calculate daily values of M (in mm d^{-1}). Moreover, M has been measured directly on the field site with the "fusion-box," during selected periods. Table 5 presents the comparison between the daily melting M measured by the fusionbox and obtained as a residual of equation (1). There is a fairly good agreement between measurements and calculations which proves that this energy balance is accurate enough to relate it to daily fusion at the glacier surface. For a few days, there is a discrepancy between measurements and calculations due to various reasons. On November 15 and 16, 1996, numerous snowfalls have affected the collection of meteorological data at the automatic weather station (upper dome of the net radiometer sometimes covered by falling snow which leads to an underestimation of net all-wave radiation), and thus the calculated M is too low. On August 4, 1997, we observed edge effects on the fusionbox which led to an artificially exaggerated melting. In conclusion, the discrepancies observed might be due to the fusion-box measurement inaccuracy (capillarity retention or edge effects) or to meteorological data inaccuracy under very snowy conditions.

Table 5. Values of the Daily Melting M measured With the Fusion Box and Calculated From the Energy Balance Equation for Some Selected Days While on the Field Site

Date	Measured M , mm d^{-1}	Calculated M , mm d^{-1}
Aug. 23, 1996	1.2	0
Aug. 24, 1996	8.2	8.06
Aug. 25, 1996	16.1	17.63
Aug. 26, 1996	7.6	9.34
Nov. 14, 1996	4.3	3.58
Nov. 15 and 16, 1996	4.5	0.30
Nov. 17, 1996	3.7	2.65
March 3, 1997	0.7	1.18
March 4, 1997	1.7	0
March 5, 1997	1.2	0
March 7, 1997	0	0
May 19-27, 1997	0	0
Aug. 4, 1997	5.3	0
Aug. 5, 1997	7.6	6.64
Aug. 7-14, 1997	0	0

Nevertheless, such conditions are very scarce, and therefore qualitative and quantitative results of this energy balance study are believed to be representative.

5. Results

5.1. Energy Balance Results

The monthly mean energy balance terms for the entire measuring period are shown in Figure 7. A number of interesting features can be noted. The net all-wave radiation is the main source of energy at the glacier surface but is highly variable from month to month and from year to year. Indeed, the net all-wave radiation is a function of albedo, and according to the firnline altitude, the albedo at the weather station (Figure 4) may vary rapidly from 0.7 (when a snow cover is still present) to 0.3 (on bare dirty ice). Thus for the same month, net all-wave radiation may change significantly from one year to another. Here, for example, there is 1 order of magnitude difference between the monthly mean net radiation of August 1996 ($R = 53 \text{ W m}^{-2}$, $\alpha_{\text{min}} = 0.4$) and August 1997 ($R = 5 \text{ W m}^{-2}$, $\alpha_{\text{min}} = 0.6$). The second most important surface energy flux is the latent heat flux. LE is negative throughout the year, indicating that the ice surface loses mass by sublimation. For the hydrological year September 1996 to August 1997 the ablation due to sublimation is as high as 200 mm, which corresponds to an annual mean value of 0.54 mm d^{-1} ($LE = -18 \text{ W m}^{-2}$). Table 6 lists annual mean values of the energy balance fluxes and mean values for both seasons. One peculiarity is that most of this sublimation occurs during the dry season with a mean rate of 0.94 mm d^{-1} (May–August 1997) and is very reduced during the wet season with a mean rate of 0.22 mm d^{-1} (November 1996 to February 1997). The latent heat flux is then the main heat sink of this energy budget and is highly variable

with the seasons, showing high sublimation rates during the dry season. The sensible heat flux is positive throughout the year, which suggests that the surface boundary layer is almost always in stable conditions. H is nonnegligible but remains small with slightly lower values during the wet season (mean value of 4.4 W m^{-2} between November 1996 and February 1997) and higher values during the dry season (9.1 W m^{-2} between May and August 1997). G is also positive throughout the year. It remains extremely small during the wet season, but during the dry season, because of slightly lower temperatures, it is higher with a mean value of 4.1 W m^{-2} .

Figures 4 and 8 show the temporal variation in the daily mean values of the energy balance components. The highly variable wind speed, air temperature, and specific humidity on a timescale of a few days cause strong fluctuations in H and LE , especially during the dry season. LE is very dependent on the hour of the day at which the wet air masses advected from the lowlands arrive at the field site. Indeed, in the morning, as soon as the Sun rises, the atmosphere is dry and LE is high. When wet air masses invade the glacier, the relative humidity arises rapidly and LE drops. From one day to another, these air masses, coming from the eastern lowlands, might invade the glacier sooner or later in the afternoon, or even might not invade it, which leads to strong fluctuations of daily values of LE on the timescale of a day. Net all-wave radiation also shows strong fluctuations on the timescale of a few days (Figure 4) in relation to the highly variable albedo, as already discussed in section 3. Therefore since net all-wave radiation is the main source of energy at the glacier surface, albedo is the principal factor controlling the energy balance on Zongo Glacier.

The mean daily cycle of the energy balance terms and of air temperature, wind speed, and relative humidity for the wet and dry seasons of the hydrological year 1996–1997 is shown in Figure 9.

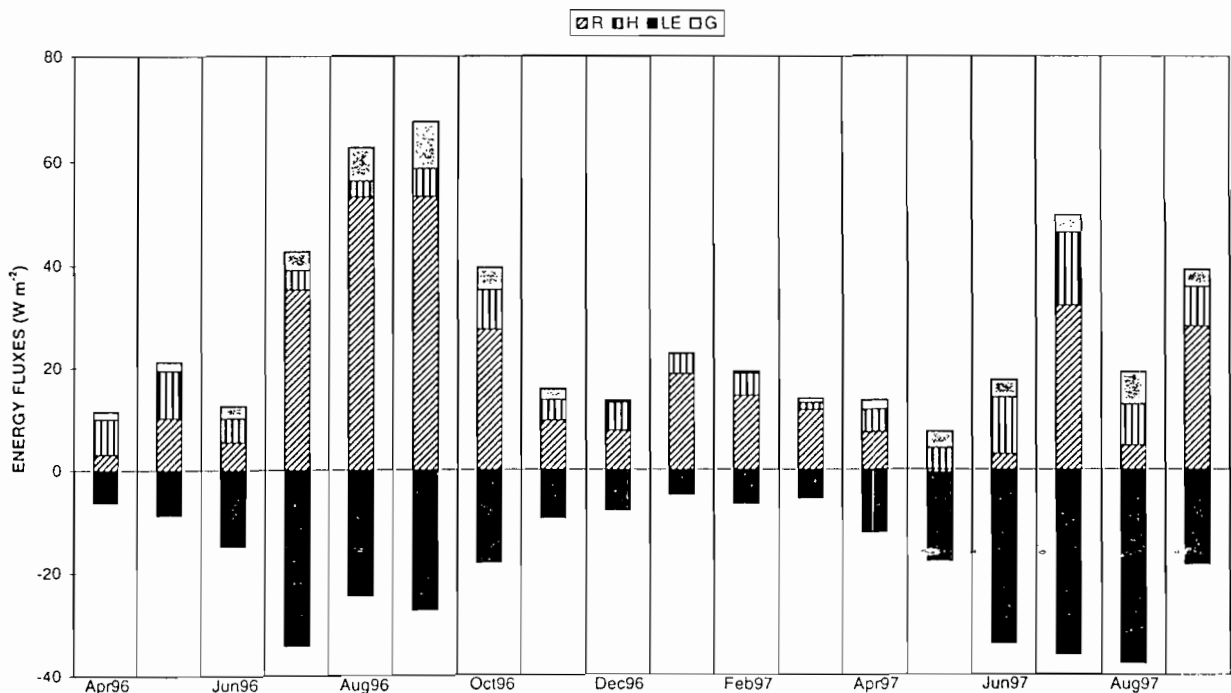


Figure 7. Monthly mean values of each component of the energy balance over the entire measuring period (April 1996 to September 1997) at 5150 m asl. R is the net all-wave radiation, LE is the latent heat flux, H is the sensible heat flux, and G is the conductive heat flux. A positive flux indicates a flow of energy toward the surface.

Table 6. Mean Values Over Entire Measuring Period, Over Hydrological Year 1996-97, and Over Wet and Dry Seasons of Energy Flux Components

Variable, W m^{-2}	Entire Period, 521 days	Sept. 96 to Aug. 97	Wet Season Nov. 96-Feb. 97	Dry Season May-Aug. 97
R	16.9	16.5	12.7	10.5
LE	-17.0	-17.7	-7.3	-30.9
H	6.0	6.0	4.4	9.1
G	3.0	2.8	0.8	4.1
ΔQ_M	8.9	7.2	10.6	-7.2

R is the net all-wave radiation, LE is the latent heat flux, H is the sensible heat flux, G is the conductive heat flux, and ΔQ_M is the melting component.

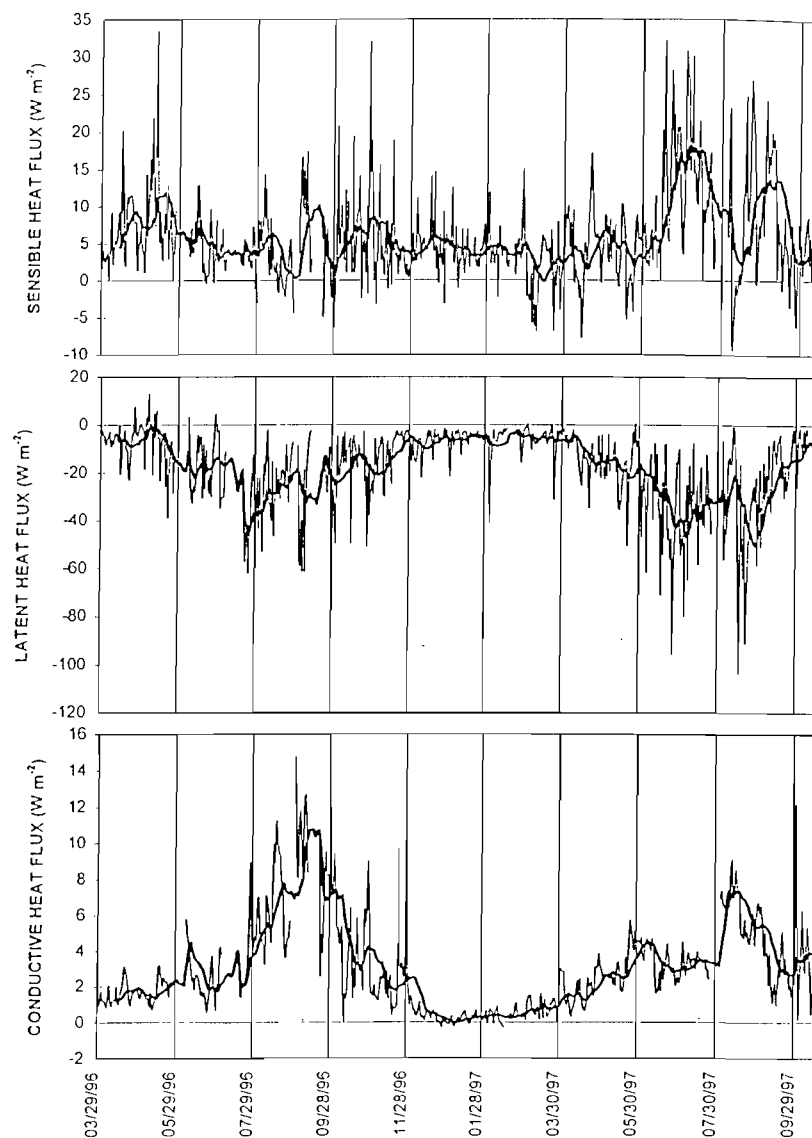


Figure 8. Daily mean values for sensible heat flux (H), latent heat flux (LE), and conductive heat flux (G) over the entire measuring period (March 29, 1996 to October 15, 1997). Note that the graphs have different vertical scales. The thick line is the 15-day running mean.

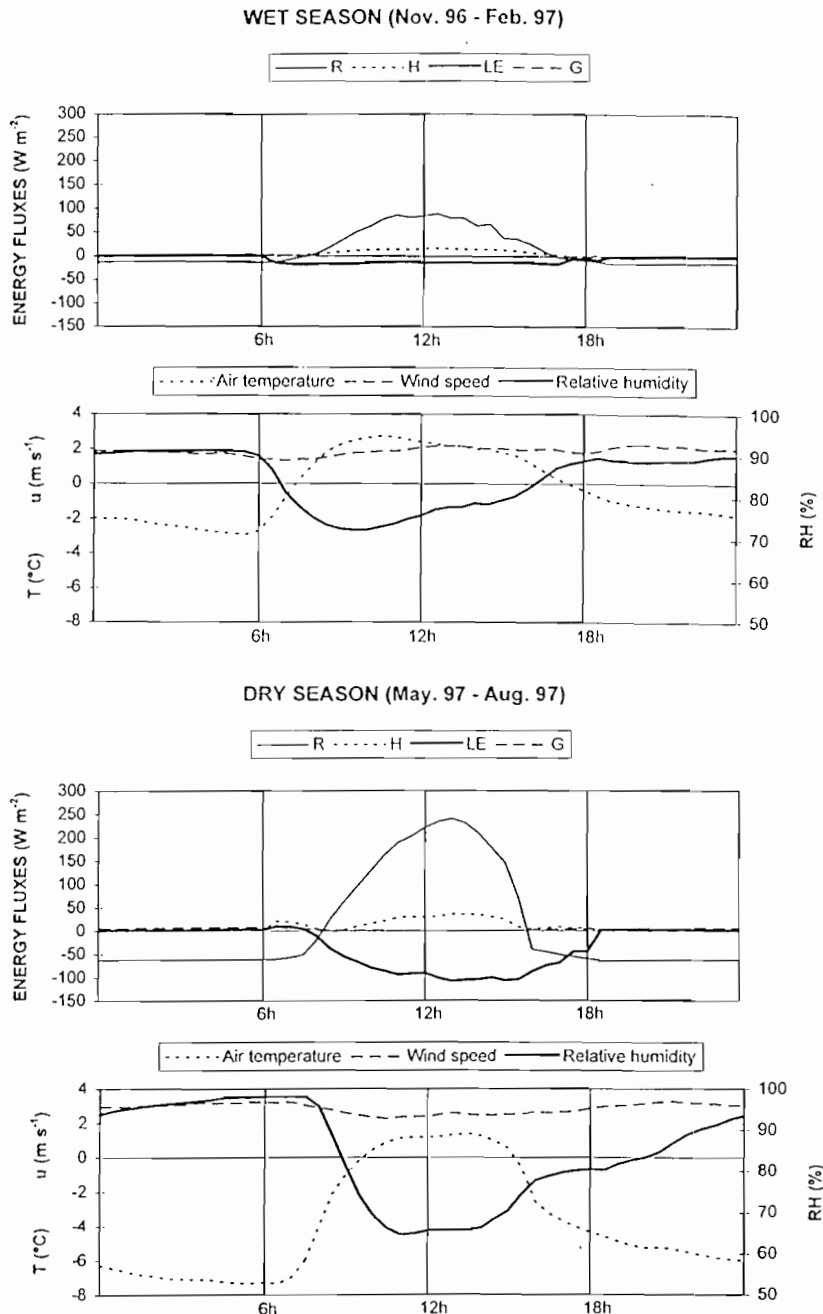


Figure 9. Mean daily cycle of the different energy balance terms and various meteorological quantities (air temperature, wind speed, and relative humidity) over the wet and dry seasons.

For both seasons, net all-wave radiation is negative at night (radiative cooling of the surface) and positive during the day. Because of a reduced cloudiness during the dry season, the radiative cooling of the surface is higher than during the wet season where net all-wave radiation is less negative. During the day a larger part of incident solar radiation is reflected by clouds during the wet season than during the dry season, resulting in a reduced net all-wave radiation. The shading by mountains surrounding the field site at the end of the afternoon is responsible for the asymmetrical shape of the daily cycle of R , especially during the dry season. The turbulent fluxes present a similar mean daily cycle for both seasons: at night, the boundary surface layer is

very stably stratified ($z/L > 1$), and thus turbulent fluxes are negligible and during the day, the stratification of the lower atmosphere remains moderately stable ($0 < z/L < 1$), with positive values for H and negative values for LE . Unstable conditions ($z/L < 0$) are sometimes encountered in the early morning (around 0800-0900 LT) while snow/ice surface is heated by incident short-wave radiation and air temperature is still negative. In these cases rather typical of the dry season, H is negative. After a while, the temperature at the surface reaches its upper limit 0°C , air temperature keeps increasing to positive values and then the lower atmosphere becomes moderately stable with a positive sensible heat flux. The main difference between the two seasons comes

from the latent heat flux which is very high during the dry season because of the higher wind speed and stronger gradients of vapor pressure between the surface and the first measurement level than during the wet season. Indeed, the average daily cycle in relative humidity (Figure 9) shows that the humidity in daytime in the dry season is lower than in the humid season, which leads to higher vertical gradients of humidity. Moreover, the large annual cycle of the bulk roughness parameter z_0 (Table 4), which describes the seasonal variability of the roughness of the glacier surface, contributes greatly to explain the seasonality of the turbulent fluxes. The conductive energy flux in the snow/ice is nil in daytime and positive at night with slightly higher values during the dry season. Indeed, during this season the radiative cooling of the surface is increased by the absence of cloudiness, and therefore surface temperature can reach its minimum values, the temperature gradient within the snowpack is increased which leads to higher values for G .

5.2. Energy Balance and Mass Balance

Knowing the monthly accumulation c given by the monthly precipitation recorded by storage rain gages located around the glacier on the moraine [Franco *et al.*, 1995] and the monthly local mass balance b obtained from stake measurements or ultrasound sensor records, it is possible to get the monthly ablation ($a = b - c$) at the field site. The c is measured directly in millimeters of water in the rain gages, but b must be turned in millimeters water equivalent (mm w. e.) using mean values for snow/ice density. On the other hand, the monthly ablation (because of melting and sublimation ($a = m + s$)) can also be calculated from the energy balance study. Figure 10 compares the measured and calculated monthly ablation in the vicinity of the weather station, at 5150 m asl, and Table 7 lists the mean values of these two variables for the entire measuring period, for the hydrological year 1996-1997, as well as for the wet and dry seasons. There is a fairly good agreement between the two

variables with a correlation coefficient r^2 of 0.85 for 18 months. The observed discrepancies might be explained by some inaccuracies in the snow/ice density estimates or in the used accumulation values. Indeed, precipitation is recorded on the moraine about 400 m away from the meteorological station, whereas it is well known that the spatial variability of accumulation is very high, as shown by Vincent *et al.* [1997] on an Alpine site. Therefore the precipitation recorded on the moraine might differ slightly from the local accumulation at the field site, which leads to some errors for the measured ablation at the field site, especially during the wet season. Indeed, note that this discrepancy is higher during the wet season than during the dry season (Table 7).

6. Discussion

6.1. Typical Features of Energy Balance of Outer Tropics' Glaciers

The glaciers of the outer tropics are subject to peculiar climatic conditions which induce the following specifications concerning their energy balance:

1. Net all-wave radiation is the main source of energy at the glacier surface and does not show any well-marked seasonality along the year.
2. Latent heat flux is negative throughout the year, indicating a mass loss by sublimation; sublimation is high during the dry season and very reduced the rest of the year.
3. Sensible heat flux remains continuously positive along the year, as suggested by Kaser *et al.* [1996], for Yanamarey Glacier (Cordillera Blanca, Peru) and is of minor importance compared to the previous fluxes.
4. The conductive heat flux in the snow/ice remains extremely small during the humid season but is responsible for a nonnegligible upward energy flux during the dry season.

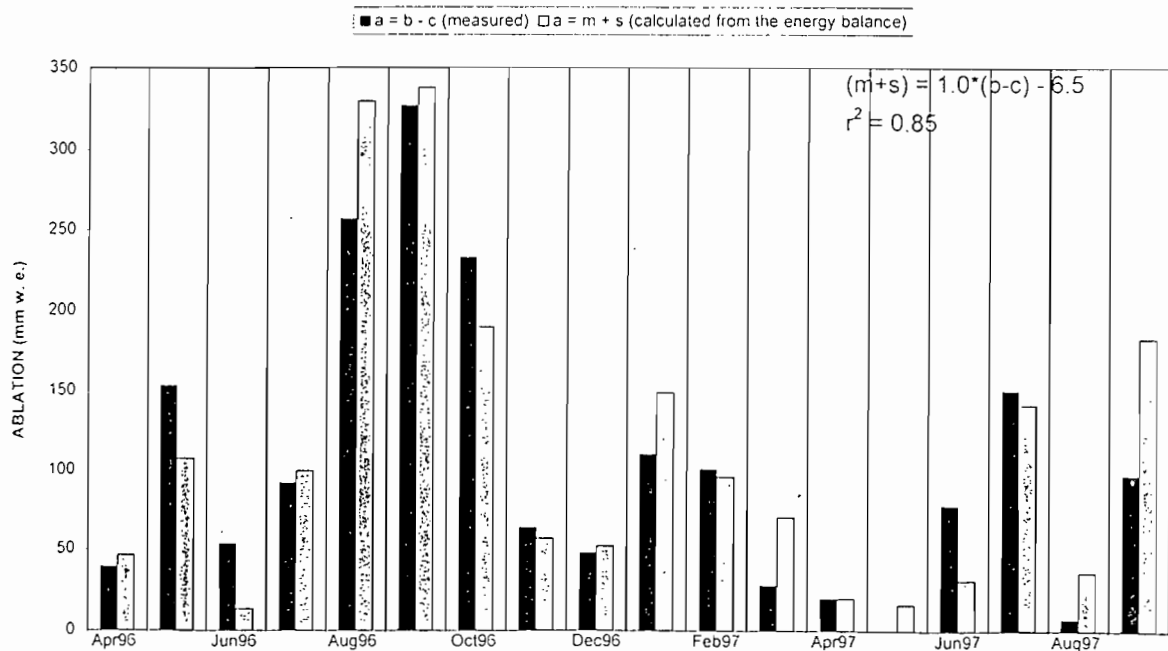


Figure 10. Monthly ablation at 5150 m asl measured with stakes and rain gages ($a = b - c$, mass balance minus accumulation) and calculated from the energy balance equation ($a = m + s$, melting plus sublimation).

Table 7. Values of Local Ablation (mm w. e.) at 5150 m asl Over Entire Measuring Period, Over Hydrological Year 1996-97, and Over Wet and Dry Seasons Measured With Stakes and Rain gages ($a = b - c$, Mass Balance Minus Accumulation) and Calculated From the Energy Balance Equation ($a = m + s$, Melting Plus Sublimation)

Variable, mm w. e.	Entire Period, 521 days	Sept. 96 to Aug. 97	Wet Season Nov. 96 to Feb. 97	Dry Season May-Aug. 97
b	-495	-36	+327	-165
c	1343	1110	630	70
b - c	-1838	-1146	-303	-235
m	-1673	-994	-327	-107
s	-303	-202	-27	-117
m + s	-1976	-1196	-354	-224

6.2. Energy Balance, Mass Balance, and Runoff Seasonality

Neither net all-wave radiation, nor sensible heat flux is variable enough with the seasons to explain the large seasonality of the proglacial stream discharge shown in section 3 (Figure 2 and Table 3). On the other hand, the contribution of latent heat flux to the energy balance is very variable (Figures 7 and 9) and is responsible for this runoff seasonality, as already discussed by Wagnon *et al.* [1998]. During the dry season, at the glacier surface, the energy input as net all-wave radiation, sensible heat, flux and conductive heat flux in the snow/ice is almost entirely consumed by the high sublimation (penitents grow rapidly at the surface), and therefore melting is reduced and discharge is low. Whereas during the wet season, the lower gradients of humidity of the boundary surface layer stops the sublimation, and the energy input is used for melting, which leads to high discharge. In conclusion, in the outer tropics, humidity is an important meteorological input controlling the seasonality of the glacier mass balance and the proglacial stream runoff, because it is responsible for the sharing of the energy available at the surface between two sinks, sublimation or melting.

This is an important peculiarity of the glaciers of the outer tropics whose mass balance is ruled by sublimation and therefore by humidity, whereas under midlatitude or polar conditions, the latent heat flux is most of the time considered as negligible [e.g., Male and Granger, 1981; Plüss and Mazzoni, 1994; Hock and Holmgren, 1996]. Quantitatively, sublimation still represents only a minor part of the total local ablation at the field site: 202 mm over an annual total of 1196 mm for the hydrological year 1996-1997, that is to say, less than 17%. However, if comparing the amount of energy consumed by sublimation $L_s E$ to the one consumed by melting $L_f M$ for this hydrological year 1996-1997 (respectively $572.5 \times 10^6 \text{ J m}^{-2}$ and $332.0 \times 10^6 \text{ J m}^{-2}$), sublimation is responsible for more than 63% of the available energy consumption. In this context, tropical glaciers are very sensitive to specific humidity changes due to the "greenhouse effect" for instance. Indeed, Hense *et al.* [1988] have reported that a change of the greenhouse effect is responsible not only for a warming but also for a specific humidity increase of 0.6 g kg^{-1} in the 500-700 hPa level in the equatorial belt between 1965 and 1984. A specific humidity increase reduces the latent heat flux which saves energy for melting: for example, if other fluxes are assumed to remain constant, a 10% decrease of the latent heat flux during the hydrological year 1996-1997 will lead to a 17% increase of the

melting and a 13% increase of the total ablation. However, this greenhouse forcing leads also to sensible heat flux and net long-wave radiation increase, as reported by Hastenrath and Kruss [1992] on Mount Kenya, which explains the dramatic retreat of tropical glaciers since 1980. In conclusion, tropical glaciers are likely to be some climatic indicators very sensitive to climatic changes like the greenhouse effect.

Figure 11 compares the monthly melting at 5150 m asl derived from the energy balance equation (1) to the monthly mean discharge of the proglacial stream. As Zongo Glacier is small and as the timescale is one month, no long-term storage of the meltwater originating at 5150 m asl, inside the glacier, is taken into account, and therefore the local melting at 5150 m asl might be compared to the proglacial stream discharge. The amount of snow/ice lost by melting at 5150 m asl on Zongo Glacier is highly variable from month to month but does not have any well-marked seasonality. It even tends to have an opposed variability to the proglacial stream discharge, showing a reduced melting during the wet season although the proglacial stream discharge is the highest. This opposition shows that during the humid season, the weather station is located in the accumulation area, outside the area where strong ablation conditions occur. However, the rest of the time, the melting calculated at 5150 m asl agrees fairly well with the discharge recorded at the limnimetric station which suggests that the equilibrium line is higher in altitude. This observation is confirmed while plotting the mass balance measured by the different ablation stakes as a function of altitude, first for the wet season (September 1996 to February 1997) and second for the dry season (March - August 1997) (Figure 12): the vertical budget gradient db/dz is much higher during the wet season than during the dry one. There is here a paradox because high discharges observed during the wet season are caused by very strong melting conditions prevailing on a considerably reduced ablation area, whereas lower discharges the rest of the year come from weak melting conditions occurring on a much larger ablation area. These strong melting conditions of the wet season in the lower part of the glacier are explained first by the low albedo (bare ice surfaces covered by impurities) and second by the negligible latent heat flux, which saves energy for melting. In order to get a better insight into the functioning of Zongo Glacier, it would have been preferable to set the weather station lower in altitude around 5000 m asl but the very strong ablation at this altitude would have been a problem in the monitoring of the meteorological station. In conclusion, albedo and humidity are the two main factors governing the glacier energy and mass balance and proglacial stream runoff. Therefore if for one reason the wet season is poor in precipitation, like for the El Niño Southern Oscillation (ENSO) event of 1991-1992 [Franco *et al.*, 1995], the snow cover at the glacier surface is thinner and thus disappears more rapidly, the area of low albedo becomes larger, and therefore the ablation area characterized by very strong melting conditions is larger. Thus melting is very high, proglacial stream discharge is maximum within 1 or 2 months, and the glacier annual mass balance is strongly negative, like for the ENSO year 1991-1992. This functioning of Zongo Glacier is different compared to midlatitude or polar glaciers.

7. Summary and Conclusions

Within the tropical half of Earth, the Zongo Glacier of Cordillera Real, Bolivia, is the only place where an energy balance monitoring program has been sustained for more than 1 year. This glacier belongs to the outer tropics characterized by the lack of

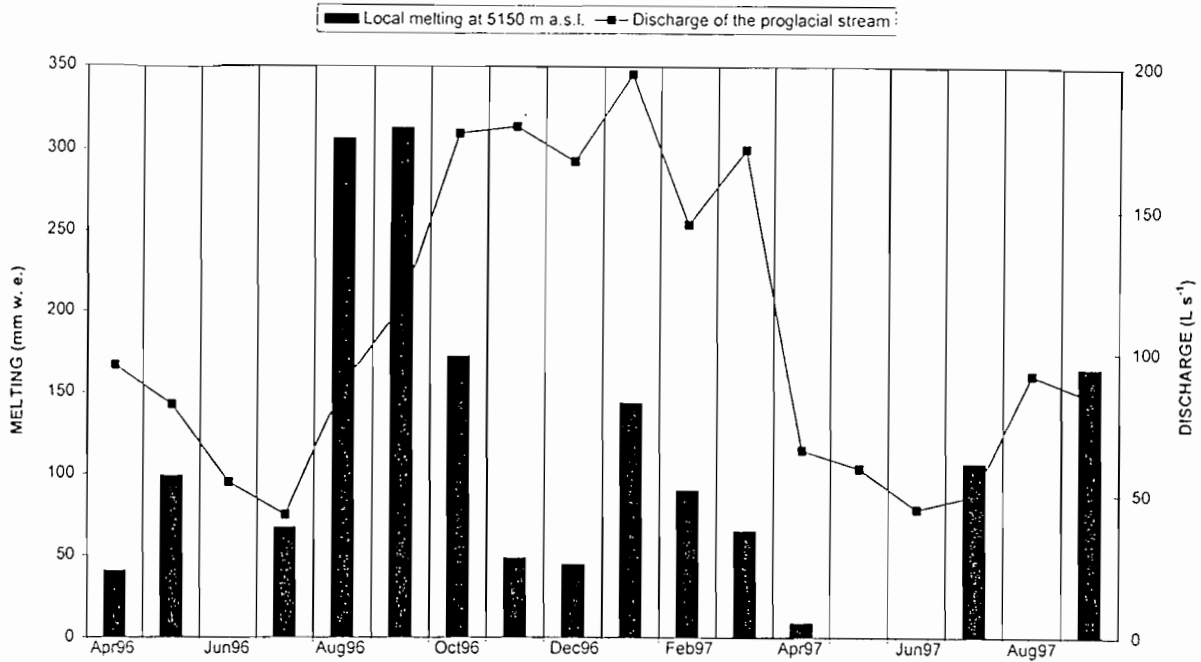


Figure 11. Monthly melting at 5150 m asl calculated from the energy balance equation and monthly mean discharge recorded at the limnometric station at 4830 m asl.

any appreciable thermal seasonality and a hydrological year punctuated by one dry and one wet season. Since March 1996, an automatic weather station has been recording all the meteorological data (net all-wave radiation, incident and reflected short-wave radiation, wind speed and direction, aspirated air temperature, vapor pressure, snow/ice temperatures, every day ablation) needed to compute the local energy balance and to compare it to the local mass balance. The Monin-Obukhov similitude theory has been used to calculate the turbulent fluxes over the surface. The roughness parameters for momentum, temperature, and humidity were all chosen equal to each other and were derived from direct sublimation measurements performed regularly on the field site. The value z_0 is therefore a bulk parameter used to calibrate the calculated latent heat flux; z_0 depends mainly on the surface geometry and is then very variable

from month to month, going from a minimum value of 2×10^{-3} m for smooth surfaces covered by fresh snow (wet season) to a maximum value of 30×10^{-3} m corresponding to 40 cm high penitents at the surface (dry season). Above melting snow surfaces, we noticed the presence of a warm layer 20–30 cm above the surface.

Concerning the annual mean budget (hydrological year 1996–1997), the net short-wave radiation is the largest positive term (55.5 W m^{-2}), and net all-wave radiation is the main source of energy at the glacier surface (16.5 W m^{-2}), although R does not show any pronounced seasonality. The sensible heat flux (6.0 W m^{-2}) and the conductive heat flux in the snow/ice (2.8 W m^{-2}) also bring energy to the surface. The latent heat flux (-17.7 W m^{-2}) is directed away from the surface which indicates that the surface loses mass by sublimation. An important peculiarity of

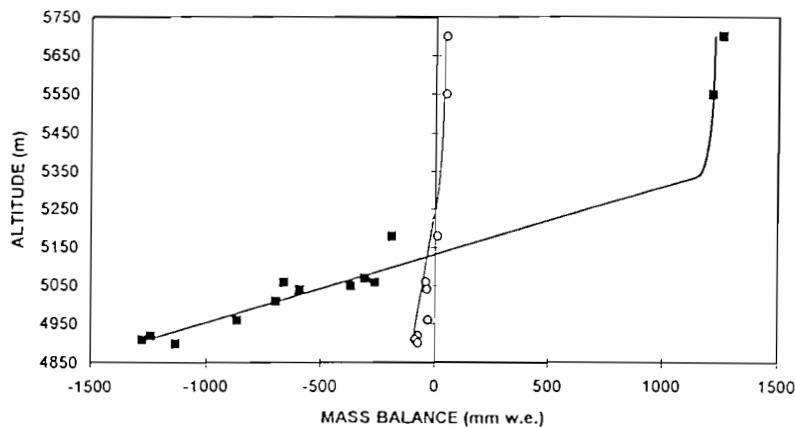


Figure 12. Vertical gradients of mass balance obtained from stake and pit measurements for the wet season (September 1996 to February 1997) (squares) and for the dry season (March 1997 to August 1997) (circles).

tropical glaciers is that the contribution of the latent heat flux to the energy balance is very high and that this energy flux shows a pronounced seasonality, with strong sublimation rates during the dry season and low ones during the humid season. Another peculiarity of these glaciers is the continuously positive sensible heat flux throughout the year, which suggests that the boundary surface layer is almost always in stable conditions. This positive sensible heat flux causes the strong gradient of the vertical net balance profile typical of tropical glaciers in the ablation area.

Albedo, with its direct influence on net all-wave radiation, is the principal factor controlling the amount of energy available at the Zongo Glacier surface, like for every glacier of the world; and humidity, which is responsible for the sharing of the available energy between sublimation and melting, plays the key role to understand the runoff seasonality of the proglacial stream. The high sublimation of the dry season and the absence of precipitation let penitents grow at the glacier surface up to 50 cm high sometimes. The strongly negative latent heat flux characteristic of tropical glaciers makes these glaciers extremely sensitive to climatic changes, like the greenhouse effect for instance. Indeed, they are not only affected by the warming which increases the sensible heat flux but also, and to a bigger extent, by the specific humidity increase which reduces the latent heat flux, saving energy for melting. A better knowledge about tropical glacier functioning is therefore really useful to study the global change. This work already gives a good insight into the annual cycle of the energy balance of a tropical glacier, but the next step in this investigation will be to study the spatial distribution of the surface energy fluxes over the whole glacier.

Acknowledgments. This glaciological program is supported by L'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM). We are grateful for the assistance received from IHH (Instituto de Hidráulica e Hidrologia), UMSA (Universidad Mayor de San Andrés) in La Paz, and from LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement) in Grenoble. We received advice from Louis Reynaud, Michel Vallon and Christian Vincent. We thank Johannes Oerlemans, the researchers of the Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht and two anonymous reviewers for making useful comments on earlier versions of the manuscript. The tremendous field work done by J. E. Sicart, J. P. Chazarin, and P. Berton was highly appreciated.

References

- Ambach, W., Nomographs for the determination of meltwater from snow- and ice surfaces, *Ber. Naturwiss. Med. Ver. Innsbruck*, 73, 7-15, 1986.
- Andreas, E. L., A theory for scalar roughness and the scalar transfer coefficient over snow and sea ice, *Boundary Layer Meteorol.*, 38, 159-184, 1986.
- Bintanja, R., and M. Van den Broeke, The surface energy balance of Antarctic snow and blue ice, *J. Appl. Meteorol.*, 34(4), 902-926, 1995.
- Bintanja, R., S. Jonsson, and W. H. Knap, The annual cycle of the surface energy balance of Antarctic blue ice, *J. Geophys. Res.*, 102, 1867-1881, 1997.
- Brutsaert, W., *Evaporation Into the Atmosphere*, 299 pp., D. Reidel, Norwell, Mass., 1982.
- De la Casinière, A. C., Heat exchange over a melting snow surface, *J. Glaciol.*, 13(67), 55-72, 1974.
- Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia, and E. Tiriau, Monthly balance and water discharge of an intertropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S, *J. Glaciol.*, 41(137), 61-67, 1995.
- Halberstam, I., and J. P. Schieldge, Anomalous behavior of the atmospheric surface layer over a melting snowpack, *J. Appl. Meteorol.*, 20, 255-265, 1981.
- Hastenrath, S., Heat-budget measurements on the Quelccaya Ice Cap, Peruvian Andes, *J. Glaciol.*, 20(82), 85-97, 1978.
- Hastenrath, S., and A. Ames, Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru, *J. Geophys. Res.*, 100, 5105-5112, 1995.
- Hastenrath, S., and P. D. Kruss, The role of radiation geometry in the climate response of Mount Kenya's glaciers, 2, Sloping versus horizontal surfaces, *J. Clim.*, 8, 629-639, 1988.
- Hastenrath, S., and P. D. Kruss, The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: Greenhouse forcing, *Ann. Glaciol.*, 16, 127-133, 1992.
- Hastenrath, S., and J. K. Patnaik, Radiation measurements at Lewis Glacier, Mount Kenya, Kenya, *J. Glaciol.*, 25(93), 439-444, 1980.
- Hense, A., P. Krahe, and H. Flohn, Recent fluctuations of tropospheric temperature and water vapor content in the tropics, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 38(4), 215-227, 1988.
- Hock, R., and B. Holmgren, Some aspects of energy balance and ablation of Storglaciären, Northern Sweden, *Geog. Annal.*, 78A, 121-131, 1996.
- Kaser, G., Gletscher in den Tropen, ein Beitrag zur Geographie der tropischen Hochgebirge, in *Habilitationschrift*, 254 pp., Eingereicht bei der Naturwiss. Fak. der Univ. Innsbruck, Austria, 1996.
- Kaser, G., S. Hastenrath, and A. Ames, Mass balance profiles on tropical glaciers, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 32, 75-81, 1996.
- Kotlyakov, V. M., and I. M. Lebedeva, Nieve and ice penitentes: Their way of formation and indicative significance, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, X, 111-127, 1974.
- Lliboutry, L., The origin of penitents, *J. Glaciol.*, 2(15), 111-127, 1954.
- Lliboutry, L., *Traité de Glaciologie*, 1040 pp., Masson et Cie, Paris, 1964.
- Male, D. H., and R. J. Granger, Snow surface energy exchange, *Water Resour. Res.*, 17(3), 609-627, 1981.
- Marks, D., and J. Dozier, Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada, 2, Snow cover energy balance, *Water Resour. Res.*, 28(11), 3043-3054, 1992.
- Martin, S., Wind regimes and heat exchange on Glacier de Saint-Sorlin, *J. Glaciol.*, 14(70), 91-105, 1975.
- Meesters, A. G. C. A., N. J. Bink, H. F. Vugts, F. Cannemeijer, and E. A. C. Henneken, Turbulence observations above a smooth melting surface on the Greenland ice sheet, *Boundary Layer Meteorol.*, 85, 81-110, 1997.
- Morris, E. M., Turbulent transfer over snow and ice, *J. Hydrol.*, 105, 205-223, 1989.
- Oke, T. R., *Boundary Layer Climates*, 2nd ed., 435 pp., Routledge, New York, 1987.
- Paterson, W. S. B., *The Physics of Glaciers*, 3rd ed., 477 pp., Pergamon, Tarrytown, N. Y., 1994.
- Plüss, C., *The Energy Balance Over an Alpine Snow Cover*, 115 pp., Geogr. Inst. ETH Zürich, 1997.
- Plüss, C., and R. Mazzoni, The role of turbulent heat fluxes in the energy balance of high alpine snow cover, *Nord. Hydrol.*, 25, 25-38, 1994.
- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou, and R. Saravia, Tropical climate and glacier hydrology: A case study in Bolivia, *J. Hydrol.*, 165, 221-234, 1995.
- Roche, M. A., A. Aliaga, J. Campos, J. Pena, J. Cortes, and A. Rocha, 'Hétérogénéité des précipitations sur la Cordillère des Andes Boliviennes', in *Hydrology in Mountainous Regions, I, Hydrological Measurements; the Water Cycle*, edited by H. Lang, and A. Musy, *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.*, 193, 381-388, 1990.
- Vincent, C., M. Vallon, F. Pinglot, M. Funk, and L. Reynaud, Snow accumulation and ice flow at Dôme du Goûter, Mont Blanc, French Alps, *J. Glaciol.*, 43(145), 513-521, 1997.
- Wagnon, P., P. Ribstein, G. Kaser, and P. Berton, Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier, *Global Planet. Change*, in press, 1998.
- B. Francou, ORSTOM, Ap. Post. 17.11.6596, Quito, Ecuador.
- B. Pouyaud, ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivia.
- P. Ribstein, ORSTOM, UMR Sisyphe, case 123, 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France.
- P. Wagnon, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France. (e-mail: patrick@glaciog.ujf-grenoble.fr)

(Received March 14, 1998; revised July 27, 1998; accepted August 26, 1998.)

Références bibliographiques

- Ambach, W., Untersuchungen zum Energumsatz in der Ablazionszone des grönländischen Inlandeises: Nachtrag. *Med. Gron.*, 187(5), 1977.
- Ames, A. & B. Francou, Cordillera Blanca, glaciares en la Historia, *Bull. Inst. fr. études andines*, 24(1), 37-64, 1995.
- Andreas, E. L., A theory for scalar roughness and the scalar transfer coefficient over snow and sea ice, *Boundary Layer Meteorol.*, 38, 159-184, 1987.
- Berton, P., P. Wagnon, B. Francou, B. Pouyaud & H. Baldivieso, *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo, Année hydrologique 1995-96*, Rapport ORSTOM, 119 p., 1997.
- Bintanja, R. & M. Van den Broeke, The surface energy balance of Antarctic snow and blue ice, *J. Appl. Meteorol.*, 34(4), 902-926, 1995.
- Bintanja, R., S. Jonsson & W. H. Knap, The annual cycle of the surface energy balance of Antarctic blue ice, *J. Geophys. Res.*, 102, 1867-1881, 1997.
- Braithwaite, R. J., Aerodynamic stability and turbulent sensible-heat flux over a melting ice surface, the Greenland ice sheet, *J. Glaciol.*, 41(139), 562-571, 1995.
- Brugman, M. M., Scale dependent albedo variations and runoff from a glacierized alpine basin, *Snow Hydrology and Forests in High Alpine Areas (Proceeding of the Vienna Symposium, August 1991. Bergmann, Lang, Frey, Issler & Salm ed.) IAHS Publ. 205*, 61-71, 1991.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre & C. Coleou, An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 35(121), 333-342, 1989.
- Brun, E., P. David, M. Sudul & G. Brunot, A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 38(128), 13-22, 1992.
- Brutsaert, W., On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies, *Water Resour. Res.*, 11(5), 742-744, 1975.
- Brutsaert, W., *Evaporation Into the Atmosphere*, 299 p., D. Reidel, Norwell, Mass., 1982.
- CLIMAP Project members, The surface of the Ice-Age Earth, *Science*, 191, 1131-1137, 1976.
- Cline, D. W., Effect of seasonality of snow accumulation and melt on snow surface energy exchanges at a continental alpine site, *J. Appl. Meteorol.*, 36, 32-51, 1997.
- Collins, D. N., Quantitative determination of the subglacial hydrology of two alpine glaciers, *J. Glaciol.*, 23, 347-361, 1979.
- De la Casinière, A. C., Heat exchange over a melting snow surface, *J. Glaciol.*, 13(67), 55-72, 1974.
- De la Condamine, C. M., *Journal du Voyage à l'Équateur*, 1751.
- Denby, B., Communication personnelle lors du séminaire de P. Wagnon à l'IMAU, Utrecht, 1998.
- Diaz, H. F. & N. E. Graham, Recent changes in tropical freezing heights and the role of sea surface temperature, *Lett. Nature*, 383, 152-155, 1996.
- Duguay, C. R., Radiation modeling in mountainous terrain Review and Status, *Mountain Research and Development*, 13(4), 339-357, 1993.

- Escher-Vetter, H., Energy balance calculations for the ablation period 1982 at Vernagtferner, Oetzal Alps. *Ann. Glaciol.*, 6, 158-160, 1985.
- Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia & E. Tiriau, Monthly balance and water discharge of an intertropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S, *J. Glaciol.*, 41(137), 61-67, 1995.
- Francou, B., P. Ribstein & B. Pouyaud, La fonte des glaciers tropicaux, *La Recherche*, 302, 34-37, 1997.
- Fukami, H. & R. Naruse, Ablation of ice and heat balance on Soler Glacier, Patagonia, *Bull. Glacier Res.*, 4, 37-42, 1987.
- Garratt, J. R., *The atmospheric boundary layer*, Cambridge, etc., Cambridge University Press, 1992.
- Gempeler, Communication personnelle lors de l'EGS, Vienne, Autriche, 1997.
- Gregory, J. M. & J. Oerlemans, Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes, *Nature*, 391, 474-476, 1998.
- Gruell, J. W. & T. Konzelmann, Numerical modeling of the energy balance and the englacial temperature of the Greenland ice sheet: calculations for the ETH-Camp location (West Greenland, 1155 m a.s.l.), *Global Planet. Change*, 9(1-2), 91-114, 1994.
- Halberstam, I. & J. P. Schieldge, Anomalous behavior of the atmospheric surface layer over a melting snowpack, *J. Appl. Meteorol.*, 20, 255-265, 1981.
- Halldin, S. & A. Lindroth, Errors in net radiometry: comparison and evaluation of six radiometer designs, *J. Atmos. Ocean. Technology*, 9, 762-783, 1992.
- Hardy, D. R., M. Vuille, C. Braun, F. Keimig & R. Bradley, Annual and daily meteorological cycles at high altitude on a tropical mountain, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79(9), 1899-1913, 1998.
- Harrington, R. F., R. C. Bales & P. Wagon, Variability of meltwater and solute fluxes from homogeneous melting snow at the laboratory scale, *Hydrol. Process.*, 10, 945-953, 1996.
- Hastenrath, S., Heat-budget measurements on the Quelccaya Ice Cap, Peruvian Andes, *J. Glaciol.*, 20(82), 85-97, 1978.
- Hastenrath, S., *The glaciers of the Ecuadorian East Africa*, Dordrecht, etc., D. Reidel Publishing Company, 1984.
- Hastenrath, S., Ice flow and mass changes of Lewis Glacier, Mount Kenya, East Africa: observations 1974-86, modelling and predictions to the year 2000 A.D., *J. Glaciol.*, 35(121), 325-332, 1989.
- Hastenrath, S., *Climate dynamics of the Tropics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 488 p., 1991.
- Hastenrath, S., Glacier recession on Mount Kenya in the context of the global tropics, *Bull. Inst. fr. études andines*, 24(3), 633-638, 1995.
- Hastenrath, S. & J. K. Patnaik, Radiation measurements at Lewis Glacier, Mount Kenya, Kenya, *J. Glaciol.*, 25(93), 439-444, 1980.
- Hastenrath, S. & P. D. Kruss, The role of radiation geometry in the climate response of Mount Kenya's glaciers. 2, Sloping versus horizontal surfaces, *J. Clim.*, 8, 629-639, 1988.
- Hastenrath, S. & P. D. Kruss, The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: Greenhouse forcing, *Ann. Glaciol.*, 16, 127-133, 1992.

- Hastenrath, S. & A. Ames, Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *J. Geophys. Res.*, 100, 5105-5112, 1995a.
- Hastenrath, S. & A. Ames, Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Peru, during the 20th century. *J. Glaciol.*, 41(137), 191-196, 1995b.
- Henneken, E. A. C., N. J. Bink, H. F. Vugts, F. Cannemeijer & A. G. C. A. Meesters, A case study of the daily energy balance near the equilibrium line on the Greenland ice sheet, *Global Planet. Change*, 9(1-2), 69-78, 1994.
- Hense, A., P. Krahe & H. Flohn, Recent fluctuations of tropospheric temperature and water vapor content in the tropics, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 38(4), 215-227, 1988.
- Hock, R. & B. Holmgren, Some aspects of energy balance and ablation of Storglaciären, Northern Sweden, *Geog. Annal.*, 78A, 121-131, 1996.
- Hong, M., L. Zongchao & L. Yifeng, Energy balance of a snow cover and simulation of snowmelt in the western Tien Shan mountains, China, *Ann. Glaciol.*, 16, 73-78, 1992.
- Hope, G. S., J. A. Peterson, I. Allison & U. Radok, *The equatorial glaciers of New Guinea*, A. A. Balkema/Rotterdam, 244 p., 1976.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) *Climate Change '95, The Science of Climate Change*, Cambridge University Press, 1996.
- Ishikawa, N., I. F. Owens & A. P. Sturman, Heat balance characteristics during fine periods on the lower parts of the Franz Josef Glacier, South Westland, New Zealand, *Inter. J. Climatology*, 12, 397-410, 1992.
- Jordan, E., *Die Gletscher der Bolivianischen Anden. Eine photogrammetrisch - kartographische Bestandsaufnahme des Gletscher Boliviens als Grundlage für klimatische Deutungen und Potential für die wirtschaftliche Nutzung*, Franz Steiner Verlag, Stuttgart, 1991.
- Kaser, G., *Gletscher in den Tropen, ein Beitrag zur Geographie der tropischen Hochgebirge*, in *Habilitationsschrift*, 254 p., Eingereicht bei der Naturwiss. Fak. der Univ. Innsbruck, Austria, 1996.
- Kaser, G., A. Ames & M. Zamora, Glacier fluctuation and climate in the Cordillera Blanca, Peru, *Ann. Glaciol.* 14, 136-141, 1990.
- Kaser, G., S. Hastenrath & A. Ames, Mass balance profiles on tropical glaciers, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 32, 75-81, 1996.
- Kobayashi, S. & T. Saito, Heat balance on Soler Glacier. Glaciological studies in Patagonia Northern Icefield, 1983-1984, *Data Center for Glacier Res.*, JSSI, 46-51, 1985.
- Kondo, H. & J. Inoue, Heat balance on the icefield of San Rafael Glacier, the Northern Patagonia Icefield. *Bull. Glacier Res.*, 6, 1-8, 1988.
- Konzelmann, T. & R. J. Braithwaite, Variations of ablation, albedo and energy balance at the margin of the Greenland ice sheet, Kronprins Christian Land, eastern north Greenland, *J. Glaciol.* 41(137), 174-182, 1995.
- Konzelmann, T. & A. Ohmura, Radiative fluxes and their impact on the energy balance of the Greenland ice sheet. *J. Glaciol.*, 41(139), 490-502, 1995.
- Kotlyakov, V. M. & I. M. Lebedeva, Nieve and ice penitentes: Their way of formation and indicative significance, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, X, 111-127, 1974.
- Kuhn, M., Climate and glaciers, *IAHS Publ.* 131, 3-20, 1979.
- Kuhn, M., Micro-meteorological conditions for snowmelt, *J. Glaciol.* 33, 24-26, 1987.

- Kuhn, M., G. Kaser, M. Markl, H. P. Wagner & H. Schneider, *25 Jahre Massenhaushaltsuntersuchungen am Hintereisferner*, Inst. f. Meteorologie u. Geophysik, Universität Innsbruck, 1979.
- Lauer, W., Vom Wesen der Tropen. Klimatologische Studien zum Inhalt und zur Abgrenzung eines irdischen Landschaftsgürtels. *Akademie des Wissenschaften und der Literatur. Abhandlungen der mathematisch - naturwissenschaftlichen Klasse*. Franz Steiner Verlag, Wiesbaden, 1975.
- Lettau, H. H., Note on aerodynamic roughness parameter estimation on the basis of roughness element description, *J. Appl. Meteorol.*, 8, 492-498, 1969.
- Liljequist, G. H. & K. Cihak, *Allgemeine Meteorologie*, Vieweg, Braunschweig, 1984.
- Lliboutry, L., The origin of penitents, *J. Glaciol.* 2(15), 111-127, 1954.
- Lliboutry, L., *Traité de Glaciologie*, 1040 p., Masson et Cie, Paris, 1964.
- Lliboutry, L., Multivariate statistical analysis of glacier annual mass balance, *J. Glaciol.*, 13(69), 371-392, 1974.
- Lliboutry, L., B. Morales Arnao & B. Schnieder, Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. III. Study of moraines and mass balance at Safuna, *J. Glaciol.* 18(79), 275-290, 1977.
- Male, D. H. & R. J. Granger, Snow surface energy exchange, *Water Resour. Res.*, 17(3), 609-627, 1981.
- Marks, D., J. Dozier & R. E. Davis, Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada, 1, Meteorological measurements and monitoring, *Water Resour. Res.*, 28(11), 3029-3042, 1992.
- Marks, D. & J. Dozier, Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada, 2, Snow cover energy balance, *Water Resour. Res.*, 28(11), 3043-3054, 1992.
- Martin, E., *Modélisation de la climatologie nivale des Alpes françaises, application des techniques de régionalisation à l'étude de l'impact d'un changement climatique sur l'enneigement*, Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, 244 p. 1995.
- Martin, S., Wind regimes and heat exchange on Glacier de Saint-Sorlin, *J. Glaciol.*, 14(70), 91-105, 1975.
- Mcgregor, G. R. & A. F. Gellatly, The energy balance of a melting snowpack in the French Pyrénées during warm anticyclonic conditions, *Inter. J. Climatol.*, 16, 479-486, 1996.
- Meesters, A. G. C. A., N. J. Bink, H. F. Vugts, F. Cannemeijer & E. A. C. Henneken, Turbulence observations above a smooth melting surface on the Greenland ice sheet, *Boundary Layer Meteorol.*, 85, 81-110, 1997.
- Meier, M. F., Contribution of small glaciers to global sea level, *Science*, 226, 1418-1421, 1984.
- Monin, A. S. & A. M. Obukhov, Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere, *Tr. Geofiz. Institut. Akad. Nauk, S.S.S.R.*, 24(151), 164-187, 1954.
- Montes de Oca, I., Geografía y recursos naturales de Bolivia, *Montes de Oca ed.*, La Paz, 1982.
- Moore, R. D., A comparison of the snowmelt energy budgets in two alpine basins, *Arch. Met. Geoph. Biocl.*, B, 33, 1-10, 1983.
- Morris, E. M., Turbulent transfer over snow and ice, *J. Hydrol.*, 105, 205-223, 1989.
- Munro, S. D., Surface roughness and bulk heat transfer on a glacier: comparison with eddy correlation, *J. Glaciol.*, 35(121), 343-348, 1989.

- Obled, C. & B. Rosse. Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point, *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, XII, 4, 235-256, 1975.
- Oerlemans, J.. Quantifying global warming from the retreat of glaciers, *Science*, 264, 243-245, 1994.
- Oerlemans, J., B. Anderson, A. Hubbard, Ph. Huybrechts, T. Jóhannesson, W. H. Knap, M. Schmeits, A. P. Stroeven, R. S. W. van de Wal, J. Wallinga & Z. Zuo, Modelling the response of glaciers to climate warming, *Clim. Dynamics*, 1998.
- Oerlemans, J. & J. P. F. Fortuin, Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming, *Science*, 258, 115-117, 1992.
- Oerlemans, J. & N. C. Hoogendoorn, Mass-balance gradients and climatic change, *J. Glaciol.* 35(121), 399-405, 1989.
- Oerter, H., D. Baker, H. Moser & O. Reinwarth, Glacial-hydrological investigations at the Vernagtferner Glacier as a basis for a discharge model, *Nordic Hydrol.*, 12, 335-348, 1981.
- Oke, T. R., *Boundary Layer Climates*, 2nd ed., 435 p., Routledge, New York, 1987.
- Olyphant, G. A., Longwave radiation in mountainous areas and its influence on the energy balance of Alpine snowfields, *Water Resour. Res.*, 22(1), 62-66, 1986.
- Paffen, K., Das Verhältnis der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung. Erläuterungen zu einer neuen Weltkarte als Beitrag zur allgemeinen Klimatologie, *Erdkunde*, 21, 94-111, 1967.
- Pahaut, E., *La métamorphose des cristaux de neige*, monographie de la Météorologie Nationale, 1976.
- Paltridge, G. W. & C. M. R. Platt, *Radiative processes in meteorology and climatology*, Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 314 p., 1976.
- Paterson, W. S. B., *The Physics of Glaciers*, 3rd ed., 477 p., Pergamon, Tarrytown, N. Y., 1994.
- Philander, S. G., *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*, San Diego, Academic Press, 293 p., 1990.
- Picaut, J., M. Ioualalen, C. Menkes, T. Delcroix & M. F. McPhaden, Mechanism of the zonal displacements of the Pacific warm pool : Implications for ENSO, *Science*, 274, 1486-1489, 1996.
- Picaut, J., F. Masia & Y du Penhoat, An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO, *Science*, 277, 663-667, 1997.
- Platt, C. M., Some observations of the climate of Lewis Glacier, Mount Kenya, during the rainy season, *J. Glaciol.*, 6(44), 267-288, 1966.
- Plüss, C., *The Energy Balance Over an Alpine Snow Cover*, 115 p., Geogr. Inst. ETH Zürich, 1997.
- Plüss, C. & R. Mazzoni, The role of turbulent heat fluxes in the energy balance of high alpine snow cover, *Nord. Hydrol.*, 25, 25-38, 1994.
- Plüss, C. & A. Ohmura, Longwave radiation on snow-covered mountainous surfaces, *J. Appl. Meteorol.*, 36, 818-824, 1997.
- Poggi, A., *Introduction à la micrométéorologie, transferts d'énergie atmosphère-sol*, 148 p., Masson et Cie, Paris, 1977.
- Pouyaud, B. *Contribution à l'évaluation de l'évaporation de nappes d'eau libre en climat tropical sec. Exemples du lac de Bam et de la mare d'Oursi (Burkina-Faso), du lac Tchad et d'açudes du nordeste brésilien*, thèse de Doctorat d'État, eds de l'ORSTOM, 254 p., 1986.

- Prandtl, L., *Guide à travers la mécanique des fluides*, Dunod, 448 p., 1952.
- Reinhard, J., Peru's ice maidens : unwrapping secrets, *National Geographic*, 189(6), 62-81, 1996.
- Reynaud, L. Recent fluctuations of alpine glaciers and their meteorological causes: 1880-1980, In : Street-Perrott et al. (eds), *Variations in the Global Water Budget*, Dordrecht Reidel Publishing Company, 197-205, 1983.
- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou & R. Saravia, Tropical climate and glacier hydrology: A case study in Bolivia, *J. Hydrol.*, 165, 221-234, 1995.
- Rigaudière, P., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud & R. Saravia, *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo, Année hydrologique 1993-94*, Rapport ORSTOM, 69 p., 1995.
- Roche, M. A., A. Aliaga, J. Campos, J. Pena, J. Cortes & A. Rocha, 'Hétérogénéité des précipitations sur la Cordillère des Andes Boliviennes', in *Hydrology in Mountainous Regions, I, Hydrological Measurements; the Water Cycle*, edited by H. Lang & A. Musy, *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.*, 193, 381-388, 1990.
- Sémiond, H., B. Francou, E. Ayabaca, A. de la Cruz & R. Chango, *El glaciar 15 del Antizana (Ecuador). Investigaciones glaciologicas 1994-1997*, Rapport ORSTOM, 88 p., 1997.
- Sergent, C., E. Pougatch, M. Sudul & B. Bourdelles, Experimental investigation of optical snow properties, *Ann. Glaciol.*, 17, 281-287, 1993.
- Sicart, J. E., P. Wagnon, R. Gallaire, B. Francou, P. Ribstein, B. Pouyaud & H. Baldivieso, *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo, Année hydrologique 1996-97*, Rapport ORSTOM, 119 p., 1998.
- Stull, R. B., *An introduction to boundary layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers, 666 p., 1988.
- Sverdrup, H. U., The eddy conductivity of the air over a smooth snow field, *Geofys. Publikasjoner*, 11, 1-69, 1936.
- Takeuchi, Y., K. Satow, R. Naruse, T. Ibarzabal, K. Nishida & K. Matsuoka, Meteorological features at Moreno and Tyndall glaciers, Patagonia, in the summer 1993/94, *Bull. Glacier Resear.*, 13, 35-44, 1995a.
- Takeuchi, Y., R. Naruse & S. Kasuhide, Characteristics of heat balance and ablation on Moreno and Tyndall glaciers, Patagonia, in the summer 1993/94, *Bull. Glacier Resear.*, 13, 45-56, 1995b.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson & B. Morales Arnao, El Niño-Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap, Peru, *Science*, 226, 50-53, 1984.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, J. F. Bolzan, B. R. Koci, A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya Ice Cap, Peru, *Science*, 229, 971-973, 1985.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, W. Dansgaard & P. M. Grootes, The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap, *Science*, 234, 361-364, 1986.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, P. -N. Lin, K. A. Henderson, J. Cole-Dai, J. F. Bolzan, K. -b. Liu, Late Glacial Stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru, *Science*, 269, 46-50, 1995.
- Thompson, L. G., M. E. Davis, E. Mosley-Thompson, T. A. Sowers, K. A. Henderson, V. S. Zagorodnov, P. -N. Lin, V. N. Mikhalenko, R. K. Campen, J. F. Bolzan, J. Cole-

- Dai & B. Francou, A 25.000 year tropical climate history from Bolivian ice core. *Science*, 282, 1858-1864, 1998.
- Trenberth, K. E. & T. J. Hoar, The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: longest on record, *Geophys. Res. Let.*, 23, 57-60, 1996.
- Vallon, M., C. Vincent & L. Reynaud, Sensibilité des bilans de masse aux variations climatiques. *La Houille Blanche*, 5/6, 104-108, 1995.
- Vallon, M., C. Vincent & L. Reynaud, Altitudinal gradient of mass-balance sensitivity to climatic change from 18 years of observations on glacier d'Argentière, France, *J. Glaciol.*, 44(146), 93-96, 1998.
- Van den Broeke, M. R., *The atmospheric boundary layer over ice sheets and glaciers*, Cip-gegevens koninklijke Bib., den Haag, 178 p., 1996a.
- Van den Broeke, M. R., Characteristics of the lower ablation zone of the West Greenland ice sheet for energy-balance modelling, *Ann. Glaciol.*, 23, 160-166, 1996b.
- Van den Broeke, M. R., P. G. Duynkerke & J. Oerlemans, The observed katabatic flow at the edge of the Greenland ice sheet during GIMEX-91, *Global Planet. Change*, 9, 3-15, 1994.
- Vincent, C., M. Vallon, F. Pinglot, M. Funk & L. Reynaud, Snow accumulation and ice flow at Dôme du Goûter. Mont Blanc, French Alps, *J. Glaciol.*, 43(145), 513-521, 1997.
- Vuille, M., D. R. Hardy, C. Braun, F. Keimig & R. S. Bradley, Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/97 summer precipitation events on Sajama Ice Cap, Bolivia, *J. Geophys. Res.*, 103(D10), 11191-11204, 1998.
- Vuille, M., Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation, *Inter. J. Climat.*, Sous presse.
- Wagon, P., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud & H. Baldivieso, *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo, Année hydrologique 1994-95*, Rapport ORSTOM, 82 p., 1995.
- Wagon, P., P. Ribstein, T. Schuler & B. Francou, Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrol. Processes.*, 12, 1911-1926, 1998.
- Wagon, P., P. Ribstein, B. Francou & B. Pouyaud, Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, *J. Geophys. Res.*, 104(D4), 3907-3923, 1999.
- Wagon, P., P. Ribstein, G. Kaser & P. Berton, Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier, *Global Planet. Change*, Sous presse.
- Wagon, P., P. Ribstein, B. Francou & J. E. Sicart, The 1997-98 El Niño-Southern Oscillation warm event recorded in Bolivian glaciers, *Science*, Soumis.
- Wiener, C., *Pérou, Bolivie. Récit de Voyage*, 1880.
- Yen, Y. C., Review of thermal properties of snow, ice and sea ice, *CRREL Rep.* 81-10, 1981.
- Zuo, Z. & J. Oerlemans, Contribution of glacier melt to sea-level rise since AD 1865: a regionally differentiated calculation, *Clim. Dynamics*, 13, 835-845, 1997.